

Einfluss von Zyklonen auf das Meereis in der zentralen Arktis: Modellstudien und Beobachtungen

Dissertation

Zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwissenschaften im
Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg

vorgelegt von

Arne Kriegsmann
aus
Berlin

Hamburg

2011

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität
Hamburg

Auf Grund der Gutachten von
Herrn Prof. Dr. Burghard Brümmer und
Herrn Prof. Dr. Rüdiger Gerdes

Hamburg, den 05.07.2011

Prof. Dr. Jürgen Oßenbrügge
Leiter des Fachbereichs für Geowissenschaften

Zusammenfassung

Das arktische Meereis spielt als Grenzschicht zwischen Ozean und Atmosphäre für das Klimasystem eine wichtige Rolle. Im Winter verringert eine geschlossene Eisdecke in hohem Maße den Austausch fühlbarer und latenter Wärme zwischen Ozean und Atmosphäre. Im Sommer reflektiert das Meereis den überwiegenden Teil der einfallenden kurzwelligen Strahlung. Starke Winde, wie sie in Zyklonen auftreten, lassen das Meereis driften und beeinflussen die Meereiskonzentration. In dieser Dissertation wird untersucht, welchen Einfluss Zyklonen auf das Meereis und insbesondere auf die Meereiskonzentration in der zentralen Arktis haben. Die Wirkung von Zyklonen wird anhand von Beobachtungsdaten der beiden Messkampagnen DAMOCLES 2007 und DAMOCLES 2008, anhand von Satellitenbeobachtungen (AMSR-E-Eiskonzentrationen) und anhand von Simulationen mit einem gekoppelten Meereis-Ozean-Modell untersucht. In den Simulationen wird das dynamisch-thermodynamische Modell NAOSIM (North Atlantic Arctic Ocean Sea Ice Model) mit 6-stündlichen ECMWF-Analysen (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) angetrieben. Ein Vergleich der simulierten Eisdrift und Eiskonzentration mit den Beobachtungen ergab, dass die gewählten Modelleinstellungen für die durchgeführten Studien geeignet sind. Sensitivitätsexperimente, bei denen das Windfeld einer durch die Arktis ziehenden Zyklone vorgegeben wird, zeigen, dass die Eiskonzentration unter dem Einfluss von Zyklonen im Allgemeinen reduziert wird. Die Reduktion ist umso ausgeprägter, (1) je geringer die Zyklonengeschwindigkeit ist, (2) je größer die Druckdifferenz zwischen Kern und Umgebung ist, (3) je kleiner der Ablenkwinkel zwischen 10 m-Wind und geostrophischem Wind ist und (4) je höher die anfängliche Eiskonzentration ist. Eine Korrelation mit der anfänglichen Eisdicke besteht nicht. Ein Vergleich der simulierten Eisdrift mit Eisbojendaten ergibt, dass das Modell die Eisdrift im Allgemeinen leicht überschätzt, während sie bei Extremereignissen wie Stürmen unterschätzt wird. Zwischen simulierter und gemessener Eisdrift besteht eine systematische Richtungsabweichung. Weiterhin wird gezeigt, in welchen Regionen die Übereinstimmung zwischen simulierter und gemessener Eisdrift hoch und wo sie gering ist. Das Modell simuliert realistische Eiskonzentrationen und realistische Eisausdehnung im Winter. Im Sommer hingegen sind die Eiskonzentrationen zu niedrig und die eisbedeckte Fläche zu groß. In dieser Arbeit wurde ein neuer Ansatz gewählt: Für die statistische Analyse des Einflusses einer großen Anzahl realer Zyklonen auf simuliertes Meereis wurden 6-stündliche Zyklonenpositionen im ECMWF-Bodendruckfeld verwendet. Es wurde untersucht, wie sich die Eisdrift, die Eiskonzentration und der Windfaktor an den Zyklonenpositionen ändern. Für diese Untersuchungen werden die Intensität der Zyklonen, die anfänglich vorherrschenden Eisbedingungen, die jahreszeitlichen Schwankungen und regionale Verteilungen berücksichtigt. Ein bedeutender klimatologischer Einfluss von Zyklonen besteht im Sommer darin, dass die durch die Zyklonen erzeugten Stellen offenen Wassers eine geringere Albedo aufweisen und so bis zur nächsten Gefrierperiode die Wärmeaufnahme des Ozeans erhöhen. Daher würde eine Zunahme von sommerlichen Zyklonen den Rückgang der sommerlichen arktischen Eiskonzentration beschleunigen.

Abstract

Arctic sea-ice is a barrier between ocean and atmosphere and as such, plays an important role in the climate system. In winter, a closed ice cover reduces the sensible and latent heat fluxes between ocean and atmosphere to a great extent. In summer, the sea ice reflects the most part of the incoming shortwave radiation. Strong winds, as they occur in cyclones, lead to sea-ice drift and influence the fraction of ocean surface which is covered by sea ice. This study investigates the impact of cyclones on sea ice, with a focus on the sea-ice concentration in the central Arctic. The impact of cyclones is analyzed on the basis of observations of the field campaigns DAMOCLES 2007 and DAMOCLES 2008, on the basis of satellite measurements (AMSR-E ice concentrations) and furthermore on the basis of simulations with a coupled sea-ice-ocean model. For the simulations the dynamic-thermodynamic model NAOSIM (**N**orth **A**tlanctic **A**rctic **O**cean **S**ea **I**ce **M**odel) is forced with 6-hourly ECMWF-analyses (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts). The comparison of simulated ice drift and concentration with observations made clear that the chosen model configuration is appropriate for the performed studies. Sensitivity studies were performed with a wind field that represents a cyclone passing through the Arctic. The experiments show, that the ice concentration is reduced in general under the influence of a cyclone. The reduction is the stronger, (1) the slower the cyclone, (2) the higher the pressure difference between core and surrounding, (3) the smaller the deviation angle between 10-m-wind and geostrophic wind, and (4) the higher the initial ice concentration is. Between reduction of ice concentration and initial ice thickness no correlation has been found. The comparison of simulated ice drift with data of drift buoys reveals, that the model overestimates the drift speed in general whereas extreme events like storms are underestimated. A systematic deviation in simulated and observed drift direction is found. Furthermore it is shown, in which region the agreement between simulated and measured ice drift is high and in which regions it is low. In Winter, the model simulates realistic ice concentrations and realistic ice extent. In summer, the ice concentration is too low and the ice extent is too large. A new approach has been made in this study: for a statistical analysis of the impact of a large number of real cyclones on simulated sea ice, 6-hourly positions of cyclones on the basis of the ECMWF sea level pressure field are used. It is investigated how the ice drift, ice concentration and the windfactor are changing at the cyclone's positions. These investigations include the intensity of the cyclones, the initial ice conditions, the seasonal variability and regional distribution. In summer there is an important climatologic impact of cyclone due to the reduced albedo of a reduced ice cover. Thus, the absorption of solar radiation is increased until the next freezing period. In summer, an increase of cyclone activity accelerates the reduction of the arctic ice concentration.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
1.1	Die Arktis	1
1.2	Mittlere Eisdrift und atmosphärische Muster	3
1.3	Zyklonen in der Arktis	5
1.4	Ziel und Konzeption der Arbeit	8
2	Das gekoppelte Meereis-Ozean-Modell	11
2.1	Physik des Meereismodells	11
2.1.1	Variablen des Meereismodells	11
2.1.2	Bilanzgleichungen	13
2.1.3	Dynamik und Impulsgleichung	13
2.1.4	Energiebilanz, Wärmeflüsse und Strahlung	17
2.1.5	Eisdickenverteilung und offenes Wasser	20
2.1.6	Quellen und Senken der prognostischen Variablen	20
2.1.7	Ozeanmodell	22
2.2	Numerik, Rand- und Anfangsbedingungen	22
2.2.1	Modellgebiet und Modellgitter	22
2.2.2	Atmosphärische und ozeanische Randbedingungen	22
2.2.3	Anfangsbedingungen	25
2.2.4	Einordnung des Modells	25
3	Sensitivitätsstudien zum Einfluss einer Zyklone auf das Meereis	29
3.1	Rand- und Anfangsbedingungen	30
3.1.1	Atmosphärische Randbedingungen	30
3.1.2	Anfangsbedingungen	33
3.2	Übersicht Rechenexperimente	34
3.3	Einfluss einer idealisierten Zyklone	36
3.3.1	Kräfte auf das Meereis bei Durchzug der Zyklone	40
3.3.2	Änderung der Eiskonzentration	42
3.3.3	Wirkung einer Zyklone auf Eiskonzentration und Eisdicke	48
3.4	Maßzahlen für einen Vergleich	53
3.5	Variation der Zyklonenparameter	55
3.5.1	Variation der Druckdifferenz zwischen Kern und Zyklonen- umgebung	55
3.5.2	Variation der Zyklonenzugeschwindigkeit	57

3.5.3	Variation des Winkels zwischen geostrophischem und 10 m-Wind $\alpha_{\text{geo} \rightarrow 10\text{m}}$	57
3.6	Variation der Ozeanströmung	59
3.7	Variation der initialen Eiskonzentration und -dicke	62
3.7.1	Variation konstanter initialer Eisbedingungen	62
3.7.2	Wirkung der Zyklone zu verschiedenen Jahreszeiten	63
3.8	Bewertung der Ergebnisse	66
4	Realitätsnahe Simulation 01/2006–02/2009 und Vergleich mit Beobachtungen	69
4.1	Simulation 01/2006–02/2009	69
4.2	Die Beobachtungsdaten	70
4.2.1	Die Feldexperimente DAMOCLES 2007 und 2008	70
4.2.2	Satellitenbeobachtungen	76
4.3	Vergleich der Simulation mit Beobachtungsdaten	80
4.3.1	Vergleich der Eisdrift mit Bojendaten	80
4.3.2	Vergleich der Eiskonzentration mit Satellitenmessungen	91
4.4	Windfaktor	95
4.5	Bewertung der Ergebnisse	98
5	Arktische Zyklonen im Zeitraum 2006–2008 und Auswirkungen auf das Meereis	99
5.1	Zyklonendetektionen	100
5.2	Fallstudie Zyklone am 13./14. 8. 2007	102
5.3	Statistische Analyse der Wirkung von Zyklonen	111
5.3.1	Klassifizierung der Detektionen	111
5.3.2	Abhängigkeit von Eisdicke und Eiskonzentration	114
5.3.3	Abhängigkeit von der Zyklonenintensität	117
5.3.4	Saisonaler Unterschied des Zykloneneinflusses	125
5.3.5	Regionale Unterschiede des Zykloneneinflusses	134
5.4	Bewertung der Ergebnisse	141
6	Resümee	143
A	Änderungen am Modell	149
A.1	Anpassung des Modells	149
A.2	Modell-Korrektur	149

Kapitel 1

Einleitung

In den letzten Jahren ist die Arktis zunehmend in den Blickpunkt des öffentlichen Interesses geraten. In der Diskussion um einen Klimawandel spielt das Gebiet in den hohen Breiten eine wichtige Rolle, und dies aus zweierlei Gründen: zum einen wegen der Wichtigkeit, die das Gebiet innerhalb des Klimasystems der Erde hat, zum anderen, weil es ein Gebiet ist, das besonders sensibel auf den Klimawandel reagiert. Folgen eines Klimawandels wirken sich auf die Meereisbedeckung aus und machen einen Klimawandel direkt sichtbar.

Eines der größten Forschungsprojekte der Europäischen Union, das Verbundprojekt DAMOCLES (Developing Arctic Modeling and Observing Capabilities for Long-term Environmental Studies), beschäftigte sich von 2005–2009 mit der Beobachtung, Erforschung und Quantifizierung von Klimaänderungen in der Arktis. Ein Themenschwerpunkt von DAMOCLES lag auf einer reduzierten Meereisbedeckung und ihren Folgen. Im Rahmen dieses Projektes hat das Meteorologische Institut der Universität Hamburg in der Arktis zwei Feldexperimente (DAMOCLES 2007 und DAMOCLES 2008) durchgeführt, bei denen jeweils Messbojen auf dem arktischen Meereis ausgebracht wurden. Neben den Messungen waren auch Modellsimulationen des arktischen Meereises Bestandteil des Hamburger Teils des Projekts.

1.1 Die Arktis

Die Arktis hat keine fest definierten geographischen Grenzen. Häufig wird vereinfachend das Gebiet nördlich des Nordpolarkreises ($66,5^\circ \text{N}$) als Arktis bezeichnet. Für andere Zwecke wird der Bereich nördlich der Baumgrenze mit der Arktis gleichgesetzt. Eine weitere, klimatologische Bestimmung der Grenze der Arktis erfolgt beispielsweise über die 10°C -Isotherme der Juli-Temperatur.

Die Energiebilanz der Arktis ist gekennzeichnet durch Polarnacht und Polartag, welche bis zu einem halben Jahr dauern, und die damit verbundenen Änderungen

der solaren Einstrahlung. Die Arktis ist eine Senke im globalen Energiehaushalt und hat damit eine besondere Stellung im Klimasystem inne. Im arktischen Winter werden große Temperaturunterschiede zwischen Pol und Äquator aufrecht erhalten und so großskalige atmosphärische und ozeanische Transportprozesse ausgelöst.

Der größte Teil des Gebietes nördlich von 70° N wird vom Arktischen Ozean eingenommen (Abbildung 1.1). Abgesehen vom Bereich zwischen 20° W und 20° O ist der Arktische Ozean fast vollständig von den eurasischen und nordamerikanischen Landmassen umgeben. Der Arktische Ozean besteht aus dem Eurasischen Becken und dem Kanadischen Becken, zwei tiefen zentralen Becken, die durch einen schmalen Rücken, dem Lomonossow-Rücken, voneinander getrennt sind. Die größte Tiefe liegt bei 5260 m (Jakobsson, 2002). Diese tiefen Becken werden umgeben von flachen Randmeeren, nämlich der Barentssee, der Karasee, der Laptewsee, der Ostsibirischen See und der Tschuktschensee. Von diesen Randmeeren ist die Barentssee mit im Mittel 200 m am tiefsten und die Laptewsee mit 48 m am flachsten. Die Ostsibirische See und die Laptewsee bilden zusammen mit der Tschuktschensee ein großes flaches Schelfgebiet, welches 22 % der Fläche des Arktischen Ozeans einnimmt, aber nur 1 % des Volumens (Jakobsson, 2002). Zum nordamerikanischen Festland hin liegt die Beaufortsee. Zwischen dem Arktischen Ozean und dem Pazifik besteht mit der Beringstraße nur eine schmale und flache Verbindung. Die Anbindung an den Nordatlantik ist hingegen deutlich größer. Vor allem über die Barentssee und die Framstraße östlich von Grönland werden große Wassermengen ausgetauscht, in geringerem Maße auch über das kanadische Archipel und die Davisstraße westlich von Grönland.

Der Arktische Ozean ist zu großen Teilen von Meereis bedeckt. Die Fläche des Meereises umfasst im Winter 14 Millionen km^2 und im Sommer etwa 4,5 Millionen km^2 (Rampal et al., 2009). Das Meereis beeinflusst die Atmosphäre und den Ozean in vielen wichtigen Prozessen:

- Der reflektierte Anteil der eintreffenden Sonnenstrahlung wird maßgeblich davon bestimmt, ob Ozean, Meereis oder schneebedecktes Meereis die Oberfläche bilden. Während Meereis 30 %–80 % und Schnee 70 %–90 % der einfallenden kurzwelligigen Strahlung reflektieren, sind dies beim eisfreien Ozean nur 5 %–10 %. Da die Sonne in der Arktis während des Sommerhalbjahres bis zu 24 Stunden pro Tag über dem Horizont steht, hat die Albedo, also das Rückstreuvermögen der Oberfläche, eine besondere Bedeutung für die Energiebilanz der Arktis. In diesem Zusammenhang steht auch ein positiver Rückkopplungsmechanismus, die Eis-Albedo-Rückkopplung: Eine Verringerung der Meereiskonzentration führt zu einer vermehrten Absorption der solaren Einstrahlung im Ozean. Infolge der Absorption erwärmt sich der Ozean, was wiederum zu einer Verringerung der Eiskonzentration führt.
- Unter winterlichen Bedingungen können sehr große Temperaturunterschiede (von bis zu 40 K) zwischen Ozean und Atmosphäre auftreten. Unter diesen Bedingungen wirkt eine Eisschicht wie eine Isolationsschicht für Energie,

Feuchte und Impuls. Der Energieaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre findet dann fast ausschließlich an den offenen Stellen im Meereis (Leads oder Polynien) statt.

- Beim Gefrierprozess bildet sich Meereis, das relativ zum Ozeanwasser salzarm ist. Das überschüssige Salz wird in Form von Salzlake frei, welche sich mit dem Ozeanwasser vermischt. Dadurch wird der Salzgehalt der Ozeanschicht erhöht, die Schichtung insgesamt labilisiert und die vertikale Durchmischung erhöht. Umgekehrt wird beim Schmelzen von Meereis Süßwasser frei und die Ozeanschichtung stabilisiert. Erst der Salzeintrag vermag zusammen mit der Abkühlung eine Dichteerhöhung des Meerwassers zu bewirken, welche ausreicht, das Oberflächenwasser teilweise bis zum Ozeangrund absinken zu lassen. Auf diese Weise stellt das Meereis einen wichtigen Antrieb für die globale Ozeanzirkulation dar.
- Gefrieren und Schmelzen von arktischem Meereis sind überwiegend räumlich getrennte Prozesse. Eine bedeutende Quelle für Meereis ist die Laptewsee (Alexandrov et al., 2000). Der größte Teil des aus der Arktis exportierten Meereises wird durch die Framstraße in den Nordatlantik transportiert. Somit stellt die Meereisdrift gleichzeitig einen Transport von negativer latenter Wärme und von Süßwasser dar.

1.2 Mittlere Eisdrift und atmosphärische Muster

Die arktische Eisdecke ist nicht stationär, sondern befindet sich in ständiger Bewegung. Hauptursache für die Eisdrift sind die Schubspannungen, die auf der Eisoberseite durch den Wind und auf der Eisunterseite durch die Ozeanströmung auf das Eis einwirken. Die Meereisdrift ist auf der täglichen Skala sehr variabel, da auch das Windfeld seinerseits in hohem Maße variabel ist. Auch über Zeiträume von einem Jahr oder länger hat die Atmosphäre den primären Einfluss auf die Eisdrift. Daneben gewinnt die relativ beständige Ozeanströmung an Bedeutung.

Die zwei wichtigsten Merkmale der langjährig gemittelten Eisdrift sind der Beaufort-Wirbel und der Transpolare Driftstrom (Abbildung 1.2). Der Beaufort-Wirbel ist ein antizyklonaler Wirbel, der sich über die Beaufortsee und zwischen dem Nordpol und Teilen der Ostsibirischen See erstreckt. Im Beaufort-Wirbel zirkuliert das Eis mit 1 bis 3 cm/s und infolgedessen beträgt die Dauer für eine Umrundung 5 bis 10 Jahre (Thorndike, 1986). Im Transpolaren Driftstrom liegt die Driftgeschwindigkeit bei 5 bis 10 cm/s, so dass das Meereis etwa 3 Jahre braucht, um von der Ostsibirischen See bis zur Framstraße zu driften (Thorndike, 1986). Das Meereis im östlichen Teil der Arktis ist daher im Mittel jünger als das Eis im Westteil (Rigor und Wallace, 2004).

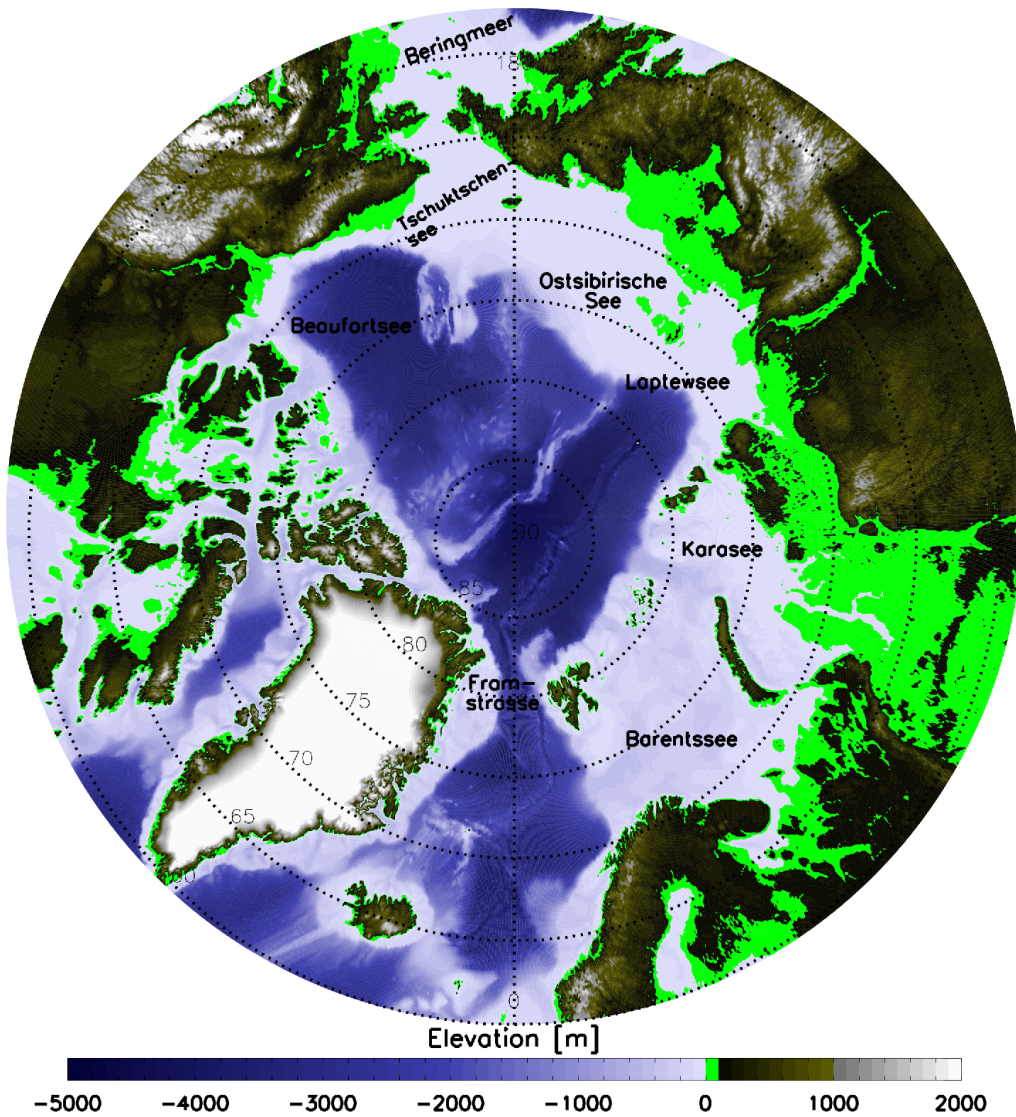


Abbildung 1.1: Die Arktis: Die Bathymetrie des Arktischen Ozeans und Topographie der umliegenden Landmassen. Die Abbildung basiert auf dem ETOPO2-Datensatz des National Geophysical Data Center, erhältlich unter <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/geodas/geodas.html>.

Proshutinsky und Johnson (1997) finden mit einem windgetriebenen gekoppelten Meereis-Ozean-Modell zwei Regime in der langjährigen Eisdrift. Es handelt sich zum einen um ein antizyklonales Regime, welches einem starken Beaufort-Wirbel entspricht. Im zyklonalen Regime ist der Beaufort-Wirbel abgeschwächt und der Transpolare Driftstrom ausgeprägter. Ein Regimewechsel findet alle fünf bis sieben Jahre statt. Cavalieri und Häkkinen (2001) bestätigen die Vermutung von Proshutinsky und Johnson (1997), dass die zwei Regime von der relativen Position und Intensität des Islandtiefs und des Azorenhochs abhängen.

Folglich besteht ein Zusammenhang zwischen der Eisdrift und der Nordatlantischen Oszillation (NAO) bzw. der Arktischen Oszillation (AO). Die NAO ist eines der wichtigsten Merkmale der atmosphärischen Variation, der NAO-Index ist ein Maß für die Bodenluftdruck-Differenz zwischen dem Islandtief und dem Azorenhoch. Wenn beide stark ausgeprägt sind, ist der NAO-Index positiv. Wenn beide schwach sind, ist er negativ. Die NAO wirkt sich auf viele klimatische Parameter aus: auf Temperaturen in hohen Breiten, Zyklonenaktivität, Feuchtigkeitstransport, Niederschlag, Meeresoberflächentemperaturen und Ozeanwärmetransport. Am stärksten ist die Amplitude der NAO-Schwankungen während des Winters. Die AO ist ein Muster, das sich aus der ersten empirischen Orthogonalfunktion des winterlichen Luftdrucks der gesamten Nordhemisphäre ergibt, und weist Ähnlichkeit zum NAO-Muster auf. Weitere Arbeiten zeigen einen Zusammenhang zwischen NAO/AO und der Eiskonzentration (Kauker et al., 2003), der Eisdicke (Polyakov und Johnson, 2000), dem Eistransport/der Eisdrift (Rigor et al., 2002) und dem Gesamtvolumen des arktischen Meereises (Martin und Martin, 2006).

Ein weiterer Index zur Charakterisierung des atmosphärischen Zustands über dem Nordost-Atlantik ist der Island-Lofoten-Differenzen-Index (ILD-Index), aus dem sich ein ILD-Muster innerhalb der nordatlantischen Tiefdruckrinne bestimmen lässt und der signifikant mit Eiskonzentration und Eisdrift zusammenhängt (Jahnke-Bornemann und Brümmer, 2009).

1.3 Zyklonen in der Arktis

Im vorherigen Unterkapitel 1.2 wurde die Variabilität der Eisdrift auf langen Zeitskalen erörtert. Auf kurzen Zeitskalen wird die Eisdrift hauptsächlich durch synoptisch-skalige Variationen des atmosphärischen Antriebs beeinflusst. An dieser Stelle sind Zyklonen mit ihrem starken Wind und ihrem differentiellen Windfeld von besonderer Bedeutung.

Zahlreiche frühere Arbeiten befassten sich mit statistischen Untersuchungen zum Auftreten von Zyklonen in der Arktis. Auf Reanalysedaten des Bodenluftdrucks basieren zum Beispiel Arbeiten von Serreze et al. (1993) für den Zeitraum von 1952 bis 1989 (tägliche Daten des National Meteorological Center NMC), von Brümmer et al. (2000) für den Zeitraum von 1986 bis 1991 (6-stündlich, European Centre

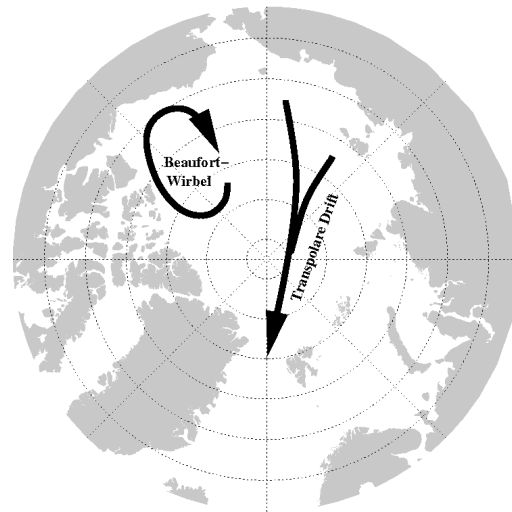


Abbildung 1.2: Der Beaufort-Wirbel in der Beaufortsee sowie der Transpolare Driftstrom sind die Haupt-Zirkulationssysteme der Meereisdrift.

for Medium-Range Weather Forecasts ECMWF) und von Affeld (2003) für den Zeitraum 1978 bis 2000 (6-stündlich, ECMWF). Sie alle fanden im Sommer mehr Zyklonen als im Winter. Die winterlichen Zyklonen waren stärker ausgeprägt.

Die räumliche Verteilung zeigt im Sommer über weiten Teilen des Arktischen Ozeans und über den angrenzenden Landmassen Sibiriens ein Maximum der Zyklonenaktivität. Im Winterhalbjahr treten die Zyklonen hauptsächlich über dem atlantischen Sektor der Arktis und über der Barents- und Karasee auf. Im Mittel über 22 Jahre befinden sich zu jedem Zeitpunkt 5,6 Zyklonen im Gebiet nördlich von 60°N (Affeld, 2003).

Haller (2011) verwendet die Reanalysen ERA-40 und ERA-Interim des ECMWF zur Detektion von Zyklonen. Seine Untersuchungen decken den Zeitraum 1958–2009 ab und unterteilen die Arktis in drei Gebiete. Im europäisch-atlantischen Sektor treten demnach im Winter viele und starke Zyklonen auf, während im Sommer sowohl Anzahl als auch Intensität der Zyklonen abnehmen. Im kanadisch-pazifischen Sektor ist der Jahresgang weniger ausgeprägt, im Sommer sind die Zyklonen häufiger und intensiver als im Winter. Die Nordpolregion nördlich von $84,5^\circ \text{N}$ weist dagegen fast keinen Jahresgang auf.

Wirkung von Zyklonen auf das Meereis

Was ist über den Einfluss von Zyklonen auf das Meereis bekannt? Zyklonen wirken über ihr ausgeprägtes Windfeld auf das Meereis, indem sie es in Richtung des herrschenden Windes beschleunigen (Serreze et al., 1989b). Durch die Windschubspannung an der Eisoberseite kann das Meereis aufbrechen und können Schol-

len zerkleinert werden. Bei konvergenter Eisdrift oder Scherung können Schollen übereinandergeschoben werden (Rafting) oder Presseisrücken entstehen (Ridging). Beim Aufbrechen werden interne Spannungen abgebaut, was zu einer Vergrößerung der Beweglichkeit der Eisschollen führt. Das Verhältnis von Eisdriftgeschwindigkeit zu Windgeschwindigkeit (der so genannte Windfaktor) ist nach dem Durchgang einer Zyklone erhöht (Brümmer und Hoerber, 1999). Dieser Effekt dauert nur kurze Zeit an.

Bei der Wirkung der Windschubspannung auf das Meereis kommt es auf die Beweglichkeit des Meereises an. Diese wird beeinflusst durch die Nähe zu Landmassen oder landfestem Eis oder durch die Kompaktheit und Dicke des Meereises, die jahreszeitlich schwanken. In der inneren Arktis ist die Beweglichkeit besonders von der Jahreszeit abhängig, da dort der Abstand zum Land und zu landfestem Eis eine geringe Rolle spielt. Thorndike und Colony (1982) fanden anhand von Bojenmessungen, bezogen auf den geostrophischen Wind, einen geostrophischen Windfaktor zwischen 0,7 % im Winter und 1,1 % im Sommer und eine im Vergleich zum geostrophischen Wind um 5° im Winter und 18° im Sommer nach rechts gedrehte Eisdrift. Sie erklären die jahreszeitlichen Schwankungen mit verschiedener atmosphärischer Stabilität und mit verschiedenen internen Kräften zwischen den Eisschollen.

Zwally und Walsh (1987) untersuchten mit Hilfe von Satellitenaufnahmen des SMMR (Scanning Multi-channel Microwave Radiometer) und einem Modellvergleich die lokale Änderung der Eiskonzentration unter dem Einfluss einer Zyklone. Obwohl die Zyklone nur ein bis drei Tage auf das winterliche Meereis nördlich von Alaska einwirkte, war ihre Auswirkung – eine Reduzierung der Konzentration des mehrjährigen Meereises – noch über Monate in den Satellitenbildern sichtbar.

Mit SMMR-Satellitendaten und Eisdriftbojenmessungen stellten Maslanik und Barry (1989) für winterliche Situationen im kanadischen Teil der inneren Arktis fest, dass Zyklonen mit Eiskonzentrationsabnahmen und erhöhter Eisdrift-Divergenz einhergehen. In Barry und Maslanik (1989) wird eine Eiskonzentrationsabnahme im Sommer im kanadischen Teil der Arktis auf zyklonale Bedingungen im Windfeld und zwei ihrer Folgen für die Eisdrift zurückgeführt: divergente Eisdrift und Scherung.

Maslanik et al. (1995) zeigen mittels Aufnahmen des SAR (Synthetic Aperture Radar), SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) und AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) und mittels Modellrechnungen, dass im Oktober 1991 eine Zyklone in der westlichen Arktis zu einer Eiskonzentrationsreduktion von drei bis fünf Prozentpunkten¹ führte. Die dabei beobachtete Zunahme des Anteils einjährigen Meereises führen sie auf ein Überfrieren der durch die Zyklone erzeugten Stellen offenen Wassers zurück.

Holt und Martin (2001) benutzen SSM/I-Bilder, um die Passage einer Zyklone durch die Beaufortsee, Tschuktschensee und Ostsibirische See im August 1992 zu

¹Um Missverständnisse zu vermeiden, werden Änderungen der Eiskonzentration in Prozentpunkten – und nicht in Prozenten – angegeben.

untersuchen. Sie finden ebenfalls eine Vergrößerung des Anteils offener Wasserflächen. Zusätzlich stellen sie eine Verkleinerung der Schollengröße fest.

Lammert et al. (2009) finden bei einer Zyklone vom 23.3. 2007 im Gebiet der Framstraße mit Hilfe von Bojenmessungen und AMSR-E-Eiskonzentrationen, dass die Zyklone Trägheitsschwingungen des Meereises auslöst und die Eiskonzentration um 11 Prozentpunkte verringert.

Brümmer et al. (2003) finden ebenfalls durch eine Zyklone ausgelöste Trägheitsschwingungen oder Gezeitenschwingungen anhand von Messbojen in der Framstraße. Sie zeigen, dass die Schwingungen auch in der Divergenz, der Vorticity und der Deformation der Eisdrift nachzuweisen ist.

Brümmer et al. (2008) stellen anhand einer Zyklone vom 13. und 14.3. 2002 fest, dass die Eisdrift im Zentrum einer Zyklone divergent ist und zum Rande hin konvergent wird.

1.4 Ziel und Konzeption der Arbeit

Das Ziel dieser Arbeit ist es, weitere Erkenntnisse über den Einfluss von Zyklonen auf das Meereis, das heißt auf die Drift, Konzentration und Dicke, in der zentralen Arktis zu gewinnen. Dazu werden in dieser Arbeit zwei verschiedene Ansätze gewählt. Erstens wird in einer mehr oder weniger synthetischen Umgebung untersucht, wie der Einfluss einer idealisierten Zyklone auf das Meereis von verschiedenen Parametern abhängt. Diese Untersuchungen erfolgen mit Hilfe von Sensitivitätsstudien mit einem gekoppelten Meereis-Ozean-Modell. Erstmals werden dabei in dieser Arbeit nicht nur rein synthetische Eis- und Ozeanzustände vorgegeben, sondern realistische Zustände, die eine Wintersituation repräsentieren, verwendet. Beobachtungen von arktischen Zyklonen und ihrer Wirkung auf das Meereis haben meistens den Charakter von Fallstudien und sind auf Einzelfälle beschränkt. Daher wurde, zweitens, in dieser Arbeit ein neuer Ansatz gewählt und eine statistische Analyse der Wirkung einer Großzahl realer Zyklonen auf simuliertes Meereis erstellt. Die Arbeit ist wie folgt gegliedert:

Das Meereis-Ozean-Modell rechnet mit einer hohen horizontalen Auflösung von 9 km und deckt die gesamte Arktis und den Nordatlantik ab. Die atmosphärischen Antriebsdaten werden dem Modell in 6-stündlichen Abstand vorgegeben. Kapitel 2 stellt das Modell vor.

Der prinzipielle Einfluss einer Zyklone auf das Meereis wird in Kapitel 3 detailliert untersucht. Durch geeigneten Wind-Antrieb wird eine durch die Arktis ziehende Zyklone vorgegeben. Anhand von Sensitivitätsexperimenten geht es um die Frage, in welchem Maße welche Parameter die Wirkung einer Zyklone auf das Meereis beeinflussen. Dabei werden Zyklonenparameter (Zuggeschwindigkeit, Druckdifferenz zwischen Kern und Umgebung sowie Drehwinkel zwischen geostrophischem Wind

und 10 m-Wind) ebenso variiert wie Eisparameter (Eiskonzentration, Eisdicke) und die Ozeanströmung. Weiterhin wird ein Jahresgang der Wirkung untersucht.

Um die Untersuchungen in einen größeren realitätsnahen Rahmen zu stellen, wird in Kapitel 4 eine Simulation für den Zeitraum vom Januar 2006 bis einschließlich Februar 2009 vorgestellt. Die Ergebnisse dieser Simulation werden mit Eisdrift-Messungen aus den Feldkampagnen DAMOCLES 2007 und DAMOCLES 2008 des Meteorologischen Instituts der Universität Hamburg sowie mit Eiskonzentrationen aus Satellitenbeobachtungen verglichen. Diese Untersuchung hat primär die Bewertung der Simulationsgüte zum Ziel.

Kapitel 5 zeigt die Ergebnisse einer statistischen Analyse der Wirkung von Zyklonen im zentralen Arktischen Ozean. Hierbei wird die Wirkung realer Zyklonen auf simuliertes Meereis im Zeitraum 2006–2008 betrachtet. Ausgangspunkt sind dabei arktische Zyklonen, die mit einem Algorithmus von Murray und Simmonds (1991) detektiert wurden. Anhand der detektierten Zyklonenorte wird der mittlere Einfluss von Zyklonen auf Eisdrift, Eiskonzentration und andere Parameter untersucht, so wie er sich im gekoppelten Modell darstellt. Dabei steht die Frage im Vordergrund, welche Wirkung Zyklonen mit unterschiedlicher Intensität, bei unterschiedlichen lokalen Eisbedingungen, zu verschiedenen Jahreszeiten und in verschiedenen arktischen Regionen auf das Meereis haben. Zum Vergleich werden Änderungen von AMSR-E-Eiskonzentrationen ermittelt.

Kapitel 2

Das gekoppelte Meereis-Ozean-Modell

Dieses Kapitel stellt das in der vorliegenden Arbeit verwendete gekoppelte Meereis-Ozean-Modell NAOSIM (**N**orth **A**tlantic **A**rctic **O**cean **S**ea **I**ce **M**odel) vor. Das Modell wurde am Alfred-Wegener-Institut in Bremerhaven entwickelt. Der Teil des Modells, der das Meereis beschreibt, entspricht weitgehend dem verbreiteten Meereismodell nach der grundlegenden Arbeit von Hibler (1979). Es wurde in einigen Bereichen weiterentwickelt, unter anderem in der Behandlung unterschiedlicher Meereisdicken innerhalb einer Gitterzelle (Hibler, 1984) und in der Rheologie (Harder, 1996). Beim Ozeanteil des Modells handelt es sich um das MOM2 (Modular Ocean Model 2) des Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL).

Neben den physikalischen Prozessen, die zur Entstehung und zur Veränderung einer arktischen Meereisbedeckung führen, werden die Gleichungen und Parametrisierungen beschrieben, mit denen diese Prozesse in das Modell eingehen.

2.1 Physik des Meereismodells

2.1.1 Variablen des Meereismodells

Wie schon in Unterkapitel 1.1 erwähnt, ist eine der wichtigsten Auswirkungen des Meereises auf das Klimasystem die Veränderung des Wärmeflusses vom Ozean in die Atmosphäre. Die Gesamtausdehnung der eisbedeckten Fläche, ihre Lage und – bei kompakter Meereisdecke – auch ihre mittlere Dicke sind die für das Klima relevanten Größen, denn eine geschlossene Meereisdecke verringert im Vergleich zu offenem Wasser den Wärmefluss in polaren Regionen im Winter um bis zu zwei Größenordnungen. Arktisches Meereis besteht aus miteinander wechselwirkenden Schollen in der Größe von Quadratmetern bis Quadratkilometern. Für die Wirkung

des Meereises auf das Klima ist weniger die Lage und Form der einzelnen Scholle relevant, sondern z.B. die Frage, welcher Anteil der Meeresoberfläche von Meereis bedeckt ist (Harder, 1996). Meereismodelle haben typischerweise Gitterzellen mit einer Fläche von 100 km^2 bis 1000 km^2 und simulieren daher nicht einzelne Schollen, sondern Flächenmittel über eine große Anzahl Schollen (Kontinuumsmodell). Die prognostischen Größen zur Beschreibung der Meereisdecke sind die Eiskonzentration, die Eisdicke, die Schneehöhe und die Eisdrift. Die im Modell verwendeten Variablen zur Charakterisierung des Meereises sind wie folgt definiert:

- Eiskonzentration (Bedeckungsgrad) A
Die Eiskonzentration ist der Anteil der Fläche innerhalb einer Gitterzelle, der eisbedeckt ist. Sie liegt zwischen 0 und 1 (0 % und 100 %).
- Eisvolumen pro Fläche, Eisdicke h
Die Eisdicke entspricht dem Eisvolumen pro Fläche und hat die Einheit einer Länge. Sie entspricht der Eisdicke, die das Eisvolumen bei homogener Verteilung über die gesamte Gitterzelle hätte. Die effektive mittlere Eisdicke h_{eff} im eisbedeckten Teil lässt sich mittels $h_{\text{eff}} = h/A$ berechnen.
- Schneevolumen pro Fläche, Schneehöhe h_s
Die Schneehöhe ist analog zur Eisdicke definiert. $h_{s,\text{eff}} = h_s/A$ ist die effektive mittlere Schneehöhe im eisbedeckten Teil der Gitterzelle.
- Eisdrift \vec{u}
Die Eisdrift beschreibt die horizontale Driftgeschwindigkeit des Meereises.

Abbildung 2.1 zeigt schematisch eine Gitterzelle mit Eiskonzentration, effektiver mittlerer Eisdicke und effektiver mittlerer Schneehöhe.

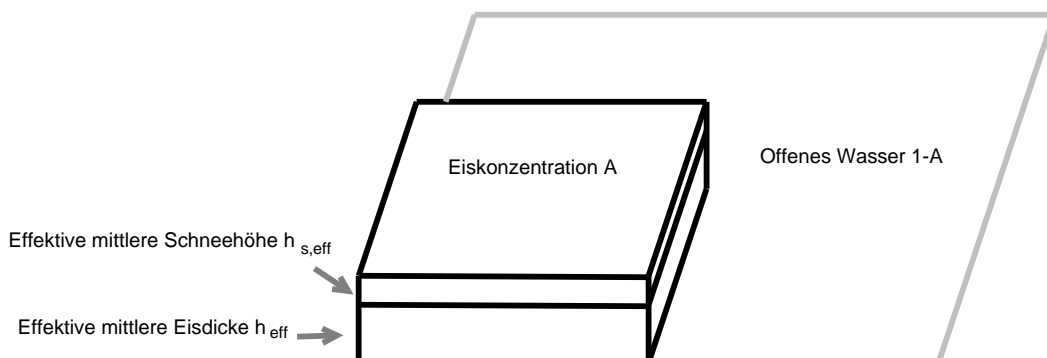


Abbildung 2.1: Schematische Darstellung einer Gitterzelle mit der Eiskonzentration A , der effektiven mittleren Eisdicke h_{eff} und der effektiven mittleren Schneehöhe $h_{s,\text{eff}}$.

2.1.2 Bilanzgleichungen

Die Änderung der prognostischen Variablen Meereiskonzentration, Eisdicke und Schneehöhe erfolgt im Wesentlichen durch zwei Mechanismen:

1. Advektion

Die Advektion beschreibt den durch Meereisdrift verursachten Austausch von Meereis- und Schneevolumen zwischen benachbarten Regionen und sorgt so für eine Umverteilung der prognostischen Variablen A , h und h_s . Die Bestimmung der Meereisdrift erfolgt über die Impulsgleichung (Abschnitt 2.1.3).

2. Thermodynamik

Durch Gefrieren und Schmelzen verändern sich Eiskonzentration, Eisdicke und Schneehöhe. Dabei wird die thermodynamische Änderung bestimmt durch die Energiebilanz des Meereises und der Schneeschicht. Die Thermodynamik wird in Abschnitt 2.1.4 beschrieben.

Für die Eiskonzentration, die Eisdicke und die Schneehöhe gelten die folgenden Bilanzgleichungen:

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{u}A) = S_A, \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{u}h) = S_h, \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial h_s}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{u}h_s) = S_s. \quad (2.3)$$

Dabei ist $\partial/\partial t$ die lokale zeitliche Änderung, der ∇ -Term stellt die Divergenz des Transportes der jeweiligen prognostischen Variable dar. Die Terme auf der rechten Seite beschreiben die Quellen und Senken der prognostischen Größen. Es handelt sich dabei hauptsächlich um thermodynamisch verursachte Änderungen des Eis- und Schneevolumens.

2.1.3 Dynamik und Impulsgleichung

Die Bilanzgleichungen 2.1 bis 2.3 enthalten die Eisdriftgeschwindigkeit \vec{u} , welche nach Hibler (1979) aus der Impulsgleichung

$$\rho_i h \left(\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla \vec{u} \right) = \vec{\tau}_a + \vec{\tau}_o + \vec{F}_i + \vec{F}_C + \vec{F}_H \quad (2.4)$$

berechnet wird. Die totale zeitliche Änderung der Eisdrift auf der linken Seite der Gleichung setzt sich zusammen aus den Schubspannungen an den Grenzflächen Eis-Atmosphäre ($\vec{\tau}_a$) und Eis-Ozean ($\vec{\tau}_o$), den internen Kräften \vec{F}_i , der Corioliskraft \vec{F}_C und der horizontalen Komponente der Hangabtriebskraft \vec{F}_H . Im Modell

wird eine konstante Dichte des Meereises ρ_i vorgegeben. Die in den Simulationen verwendeten Modell-Parameter sind in Tabelle 2.1 aufgeführt. Alle Terme in Gleichung 2.4 sind als Kraft *pro Fläche* angegeben. Im Folgenden werden die einzelnen Kräfte beschrieben.

Parameter	Symbol	Wert
atmosph. Transferkoeff. für fühlbare Wärme	C_h	$1,75 \cdot 10^{-3}$
atmosph. Transferkoeff. für latente Wärme	C_q	$1,75 \cdot 10^{-3}$
Dichte der Luft	ρ_a	$1,3 \text{ kg/m}^3$
Dichte des Meereises	ρ_i	910 kg/m^3
Dichte des Meerwassers	ρ_o	1025 kg/m^3
Eishärteparameter	P^*	15000 N/m^2
Eiskonzentrationsparameter	C	20
Exzentrizität der Bruchkurve	e	2
Emissivität des Meereises	ϵ	0,99
Erdbeschleunigung	g	$9,81 \text{ m/s}$
Gefriertemperatur von Wasser	–	0°C
Gefriertemperatur des Ozeans	–	$-1,86^\circ\text{C}$
ozeanischer Transferkoeffizient für Wärme	$c_{H,w}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$
ozeanischer Transferkoeffizient für Impuls	$c_{D,w}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$
Regimeparameter	Δ_{\min}	$5 \cdot 10^{-9} \text{ s}^{-1}$
Schubspannungskoeffizient Eis–Atmosphäre	c_a	$2,475 \cdot 10^{-3}$
Schubspannungskoeffizient Eis–Ozean	c_o	$5,5 \cdot 10^{-3}$
Solarkonstante	S_0	1368 W/m^2
spezifische latente Wärme (Verdunstung)	L	$2,5 \cdot 10^6 \text{ J/kg}$
spezifische latente Wärme (Sublimation)	L	$2,834 \cdot 10^6 \text{ J/kg}$
spezifische Wärme der Luft	c_p	1004 J/(kg K)
spezifische Wärme des Meerwassers	$c_{p,w}$	$4,6 \cdot 10^6 \text{ J/(m}^3 \text{ K)}$
Stefan-Boltzmann-Konstante	σ_B	$5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W/(m}^2 \text{ K}^4)$
Wärmeleitfähigkeit für Eis	κ_i	$2,1656 \text{ W/(m K)}$
Wärmeleitfähigkeit für Wasser	κ_s	$0,31 \text{ W/(m K)}$
Winkel Windschubspannung – Eis	–	0°
Winkel ozeanische Schubspannung – Eis	–	20°

Tabelle 2.1: Modell-Parameter.

Atmosphärische und ozeanische Schubspannung

Die atmosphärische und ozeanische Schubspannung wird nach McPhee (1975) und Hibler (1979) mittels eines quadratischen Ansatzes berechnet. Die atmosphärische Schubspannung ergibt sich aus

$$\vec{\tau}_a = \rho_a c_a |\vec{u}_a - \vec{u}| R_\alpha (\vec{u}_a - \vec{u}) \approx \rho_a c_a |\vec{u}_a| R_\alpha \vec{u}_a, \quad (2.5)$$

wobei ρ_a die Dichte der Luft ist. c_a ist der atmosphärische Schubspannungskoeffizient und $\vec{u}_a - \vec{u}$ die Relativgeschwindigkeit von Wind zu Eisdrift. Die Approximation in Gleichung 2.5 kann gemacht werden, weil die Windgeschwindigkeit in den Fällen, in denen die Windschubspannung einen nennenswerten Beitrag zum

Eisantrieb liefert, viel größer als die Eisdriftgeschwindigkeit ist, so dass $\vec{u}_a - \vec{u} \approx \vec{u}_a$ gilt.

R_α ist eine Drehmatrix, die eine Drehung des Vektors um einen Winkel α im mathematisch positiven Sinn bewirkt:

$$R_\alpha = \begin{bmatrix} \cos \alpha & -\sin \alpha \\ \sin \alpha & \cos \alpha \end{bmatrix}. \quad (2.6)$$

In dieser Arbeit wird für das Modell der Wind in 10 m Höhe vorgegeben. Üblicherweise wehen 10 m-Wind und Bodenwind in die gleiche Richtung, und weil auch Bodenwind und Schubspannung in die gleiche Richtung zeigen, ist der Drehwinkel α auf null zu setzen. Damit ergibt sich die Windschubspannung zu

$$\vec{\tau}_a = \rho_a c_a |\vec{u}_a| \vec{u}_a. \quad (2.7)$$

Die ozeanische Schubspannung $\vec{\tau}_o$ ergibt sich aus einem ähnlichen Ansatz:

$$\vec{\tau}_o = \rho_o c_o |\vec{u}_o - \vec{u}| R_\alpha (\vec{u}_o - \vec{u}), \quad (2.8)$$

wobei ρ_o die Dichte des Meerwassers, c_o der ozeanische Schubspannungskoeffizient und \vec{u}_o die Ozeanströmung ist. Eisdrift und Ozeanströmung sind von gleicher Größenordnung, daher kann hier eine zu Gleichung 2.5 analoge Approximation nicht angewendet werden. Der Winkel α zwischen Ozeanströmung und Eisdrift hängt davon ab, welches Tiefenniveau der Ozeanströmung verwendet wird. Im Modell ist der Winkel mit 20° vorgegeben. Entscheidend für eine realistische Eisdrift ist nach Harder (1996) das Verhältnis der Schubspannungskoeffizienten c_a/c_o . Kreyscher et al. (2000) haben durch Vergleich mit Bojenmessungen einen Wert von 0,5 gefunden, um die Eisdrift realitätsnah zu simulieren. Für das Weddellmeer ermittelte Fischer (1995) einen optimalen Wert von 0,44. In allen Simulationen, die in dieser Arbeit vorgestellt werden, wird der Wert 0,45 verwendet.

Interne Kräfte

Die internen Kräfte entstehen durch den Widerstand, den das Eis einer weiteren Deformierung entgegensetzt. Interne Kräfte zu messen ist schwierig – hingegen lässt sich die großräumige Eisdrift gut ermitteln, zum Beispiel über Satellitenbeobachtungen. Daher werden die internen Kräfte mittels eines Rheologiesatzes bestimmt, das einen Zusammenhang zwischen der Kinematik (Eisdrift) und der Dynamik (interne Kräfte) herstellt. Die in diesem Modell verwendete Rheologie geht nach einem Ansatz von Hibler (1979) davon aus, dass sich das Eis bei kleinen Deformationsraten wie eine viskose Flüssigkeit verhält und ansonsten wie ein plastischer Festkörper (viskos-plastische Rheologie). Dieser Ansatz wurde von Harder (1996) um eine Regimefunktion erweitert, die einen gleitenden Übergang zwischen viskosem und plastischem Verhalten bewirkt.

Die internen Kräfte ergeben sich aus der Divergenz des zweidimensionalen Spannungstensors σ :

$$\vec{F}_i = \nabla \cdot \sigma, \quad (2.9)$$

wobei der Spannungstensor eine Funktion des Deformationsratentensors $\dot{\epsilon}$ ist:

$$\sigma = \sigma(\dot{\epsilon}). \quad (2.10)$$

Zunächst sei hier der Deformationsratentensor erklärt: Der Gradient der Meereisdrift $\nabla \vec{u}$ ist ein Tensor zweiter Stufe und kann in einen symmetrischen und einen antisymmetrischen Teil aufgespalten werden:

$$\dot{\epsilon}_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right), \quad (2.11)$$

$$\Omega_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} - \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right), \quad (2.12)$$

mit $i, j \in \{1, 2\}$. Der $\dot{\epsilon}$ -Anteil beschreibt eine rotationsfreie Deformation, der Ω -Anteil beschreibt eine deformationsfreie Rotation (Vorticity). Zur inneren Spannung trägt nur der Deformationsratentensor $\dot{\epsilon}$ bei. Er kann geschrieben werden als

$$\dot{\epsilon} = \begin{pmatrix} \frac{\partial u}{\partial x} & \frac{1}{2} \left\{ \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right\} \\ \frac{1}{2} \left\{ \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right\} & \frac{\partial v}{\partial y} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \dot{\epsilon}_{11} & \dot{\epsilon}_{12} \\ \dot{\epsilon}_{21} & \dot{\epsilon}_{22} \end{pmatrix} \quad (2.13)$$

und ist durch seine beiden Invarianten

$$\dot{\epsilon}_I = \dot{\epsilon}_{11} + \dot{\epsilon}_{22} \quad (2.14)$$

$$\dot{\epsilon}_{II} = \sqrt{(\dot{\epsilon}_{11} - \dot{\epsilon}_{22})^2 + 4\dot{\epsilon}_{12}^2} \quad (2.15)$$

charakterisiert. Dabei ist $\dot{\epsilon}_I$ die Divergenz und $\dot{\epsilon}_{II}$ ein Maß für die Scherdeformation. Ein Maß für die Gesamtdeformation ist

$$|\dot{\epsilon}| = \sqrt{\dot{\epsilon}_I^2 + \dot{\epsilon}_{II}^2}. \quad (2.16)$$

Der Deformationswinkel Θ gibt das Verhältnis von Scherdeformation zu Divergenz an:

$$\tan \Theta = \frac{\dot{\epsilon}_{II}}{\dot{\epsilon}_I}. \quad (2.17)$$

Das Rheologiefgesetz, das den Zusammenhang zwischen der kinematischen Deformation und der dynamischen inneren Spannung herstellt, lautet

$$\sigma_{ij} = 2\eta\dot{\epsilon}_{ij} + ((\zeta - \eta)(\dot{\epsilon}_{11} + \dot{\epsilon}_{22}) - P/2) \delta_{ij}, \quad (2.18)$$

worin η und ζ die Scherviskosität bzw. Viskosität für Volumenkompression sind, P die Eishärte und δ_{ij} das Kroneckersymbol ist. Die Gesamtdeformation Δ hängt von den Viskositäten ζ und η ab:

$$\Delta = \sqrt{\dot{\epsilon}_I^2 + e^{-2}\dot{\epsilon}_{II}^2}, \quad (2.19)$$

$$\zeta = \frac{P}{2\Delta}, \quad (2.20)$$

$$\eta = \frac{\zeta}{e^2}. \quad (2.21)$$

Durch die Exzentrizität e der Bruchkurve werden die unterschiedlichen Beiträge von Konvergenz und Scherung zur inneren Spannung berücksichtigt. Stern et al. (1995) haben durch den Vergleich von simulierter Eisdrift mit durch Satelliten gemessener Eisdrift gezeigt, dass $e = 2$ eine sinnvolle Wahl ist. Der in Harder (1996) eingeführte Regimeparameter Δ_{\min} wird in einer Regimefunktion $r(\Delta)$

$$r(\Delta) = \frac{\Delta}{\Delta + \Delta_{\min}} \quad (2.22)$$

verwendet, um einen gleitenden Übergang zwischen viskosem und plastischem Verhalten zu erhalten:

$$P = \frac{1}{2}r(\Delta)P^*h \exp(-C(1 - A)). \quad (2.23)$$

Die Eishärte P beschreibt den maximalen Wert der internen Spannung, den das Eis erreichen kann, bevor es durch plastische Verformung (Aufbrechen) nachgibt. P^* ist der Eishärteparameter und C der Eiskonzentrationsparameter.

Corioliskraft

Die Corioliskraft \vec{F}_C ist eine Scheinkraft, die sich daraus ergibt, dass die rotierende Erde kein Inertialsystem ist. Sie ist eine Körperkraft, die proportional zur Eismasse ist. Als Corioliskraft pro Fläche ergibt sie sich aus

$$\vec{F}_C = \rho_i h f(\phi) \mathbf{R}_{-\pi/2} \vec{u}. \quad (2.24)$$

f bezeichnet den von der geographischen Breite ϕ abhängigen Coriolis-Parameter. Die Corioliskraft bewirkt auf der Nordhalbkugel eine gegenüber dem antreibenden Wind nach rechts gerichtete Abweichung der Eisdrift.

Hangabtriebskraft

Der horizontale Gradient einer Höhe H der Meeresoberfläche relativ zu einer Fläche gleichen Geopotentials (Geoid) gibt die Neigung der Meeresoberfläche an, welche in Verbindung mit der Gravitation eine Hangabtriebskraft \vec{F}_H zur Folge hat:

$$\vec{F}_H = -\rho_i h g \nabla H, \quad (2.25)$$

wobei g die Erdbeschleunigung ist. Verursacht werden Differenzen in der Oberflächenhöhe beispielsweise durch ungleiche Erwärmung, Salzgehaltsunterschiede und Strömungen.

2.1.4 Energiebilanz, Wärmeflüsse und Strahlung

Energiebilanz

Die Bilanzgleichungen 2.1 bis 2.3 enthalten auf der rechten Seite Quellen und Senken für die Eiskonzentration, Eisdicke und Schneehöhe. Diese lokalen Quellen und

Senken sind hauptsächlich thermodynamischer Natur. Das hier verwendete Modell betrachtet Meereis und Schnee als Körper *ohne* Wärmekapazität, das heißt, dass innerhalb des Eises und des Schnees ein lineares Temperaturprofil angenommen wird (Null-Schichten-Modell von Semtner (1976)). Der konduktive Wärmefluss Q_c durch die Eisschicht ist nach dieser Annahme in Eis und Schnee vertikal konstant. An der Ober- und Unterseite des Eises hat er damit den gleichen Betrag, aber entgegengesetzte Vorzeichen. Das Gefrieren von Wasser und Schmelzen von Meereis läßt sich durch die Energiebilanz der obersten ozeanischen Schicht berechnen, wobei diese Schicht auch das Meereis umfasst. Wird durch den atmosphärischen Antrieb dieser Schicht Wärme entzogen, kühlt sie bis zum Gefrierpunkt (konstant gesetzt auf $-1,86^\circ\text{C}$) ab, bevor es zur Eisbildung kommt. Umgekehrt schmilzt Eis bzw. erwärmt sich die Deckschicht, wenn es zu einem Wärmeeintrag kommt. Nach Parkinson und Washington (1979) ist die Energiebilanz der Deckschicht ausgeglichen:

$$Q_a + Q_o + \rho_i L_i \frac{\partial h}{\partial t} = 0, \quad (2.26)$$

wobei Q_a der atmosphärische Gesamtwärmefluss an der Oberseite des Eises und Q_o der ozeanische Wärmefluss an der Unterseite des Eises ist. L_i ist die spezifische latente Wärme des Eises (Schmelzenergie). Mithilfe obiger Gleichung lässt sich zeigen, dass ein Nettowärmefluss ($Q_a + Q_o$) von 35 W/m^2 erforderlich ist, um die Eisdicke um einen Zentimeter pro Tag zu ändern.

Gleichung 2.26 kann für die Oberseite und Unterseite des Eises getrennt betrachtet werden:

$$\left(\frac{\partial h}{\partial t} \right)_a = - \frac{Q_a + Q_c}{\rho_i L_i}, \quad (2.27)$$

$$\left(\frac{\partial h}{\partial t} \right)_o = - \frac{Q_o - Q_c}{\rho_i L_i}. \quad (2.28)$$

Zum Eis hin gerichtete Wärmeflüsse sind hier mit positivem Vorzeichen versehen. An der Eisoberseite kann nur eine Eisdickenabnahme durch Schmelzen erfolgen. An der Eisunterseite kann basales Schmelzen ($Q_o > Q_c$) und Gefrieren ($Q_o < Q_c$) erfolgen.

Wärmeflüsse und Strahlungsflüsse an der Grenzschicht Atmosphäre–Eis

Zum atmosphärischen Gesamtwärmefluss Q_a tragen der turbulente Fluss fühlbarer Wärme H , der turbulente Fluss latenter Wärme E , der Fluss der kurzwelligen Einstrahlung S^\downarrow und Ausstrahlung S^\uparrow sowie der Fluss der langwelligen Einstrahlung L^\downarrow und Ausstrahlung L^\uparrow bei:

$$Q_a = H + E + S^\downarrow + S^\uparrow + L^\downarrow + L^\uparrow. \quad (2.29)$$

Der turbulente Fluss fühlbarer Wärme H wird nach der Bulk-Formel von Smith (1988) folgendermaßen bestimmt:

$$H = \rho_a c_p C_h |\vec{u}_a| (T_a - T_{\text{sf}}). \quad (2.30)$$

Er ist proportional zur Differenz zwischen der 2 m-Temperatur T_a und der Oberflächentemperatur T_{sfc} und proportional zum Betrag der Windgeschwindigkeit. Die Dichte der Luft ρ_a , die spezifische Wärme der Luft c_p und der atmosphärische Transferkoeffizient für fühlbare Wärme C_h sind als Konstanten angesetzt. Analog dazu berechnet sich der turbulente Fluss der latenten Wärme E als

$$E = \rho_a L C_q |\vec{u}_a| (q_a - q_{\text{sfc}}). \quad (2.31)$$

L ist die spezifische latente Wärme von Wasserdampf, C_q der atmosphärische Transferkoeffizient für latente Wärme, q_a die spezifische Feuchte der Luft (hier in 2 m Höhe) und q_{sfc} die spezifische Feuchte der Luft an der Oberfläche.

Die Parametrisierungen der Strahlungsflüsse folgen für den kurzwelligen Bereich Parkinson und Washington (1979) und für den langwelligen Bereich König-Langlo und Augstein (1994):

$$S^\downarrow = S_0 \frac{\cos^2 Z}{(\cos Z + 2,7)e_v \cdot 10^{-5} + 1,085 \cos Z + 0,1} (1 - 0,6 n_{\text{cl}}^3), \quad (2.32)$$

$$S^\uparrow = -\alpha S^\downarrow, \quad (2.33)$$

$$L^\downarrow = (0,765 + 0,22 n_{\text{cl}}^3) \sigma_B T_a^4, \quad (2.34)$$

$$L^\uparrow = -\epsilon \sigma_B T_{\text{sfc}}^4. \quad (2.35)$$

Hierin ist S_0 die Solarkonstante, Z der Zenitwinkel als Funktion der geographischen Breite, des Datums und der Uhrzeit, e_v der Partialdruck des Wassers in Pa und n_{cl} der Wolkenbedeckungsgrad. Die Albedo α gibt den reflektierten Anteil der einfallenden kurzwelligen Strahlung an und ist mit ihren sehr unterschiedlichen Werten für offenes Wasser und Meereis der Grund für den Eis-Albedo-Feedbackmechanismus – jener positiven Rückkopplung, nach der eine Verkleinerung der Eisfläche eine vermehrte Strahlungsaufnahme des Ozeans bewirkt, was wiederum einen Rückgang der Eiskonzentration zur Folge hat (s. Tabelle 2.2). σ_B ist die Stefan-Boltzmann-Konstante und ϵ die Emissivität der Meereisoberfläche.

Oberfläche	Albedo
Schnee	0,80
Schmelzender Schnee	0,77
Eis ohne Schnee	0,70
Schmelzendes Eis ohne Schnee	0,68
Ozean	0,10

Tabelle 2.2: Albedo-Werte für verschiedene Oberflächen.

Wärmefluss durch das Meereis

Der konduktive Wärmefluss Q_c durch das Meereis und den Schnee ist vertikal konstant und hat in beiden Schichten den gleichen Wert. Aufgrund unterschiedlicher Wärmeleitfähigkeiten für Eis und für Schnee ist der Temperaturgradient in beiden

Schichten unterschiedlich. Q_c ist abhängig von der Temperaturdifferenz zwischen der Oberseite der Schneeschicht (bzw. des Eises, falls kein Schnee vorhanden) T_{sfc} und der Unterseite des Eises (T_b). Der konduktive Wärmefluss Q_c ist

$$Q_c = \frac{\kappa_i \kappa_s}{h \kappa_s + h_s \kappa_i} A (T_b - T_{\text{sfc}}), \quad (2.36)$$

wobei κ_i und κ_s die Wärmeleitfähigkeiten für Eis bzw. Schnee sind. Die Unterseitentemperatur T_b wird konstant auf die Gefriertemperatur des Ozeanwassers gesetzt. Die Oberflächentemperatur T_{sfc} wird aus dem Gesamtwärmefluss der Grenzfläche Eis/Schnee – Atmosphäre bestimmt.

Ozeanischer Wärmefluss

Der ozeanische Wärmefluss Q_o wird nach Morison et al. (1987) parametrisiert als

$$Q_o = \rho_w c_{p,w} c_{H,w} \sqrt{c_{D,w}} |\vec{u}_o - \vec{u}_i| (T_o - T_f), \quad (2.37)$$

wobei $c_{p,w}$ die spezifische Wärme des Meerwassers ist, $c_{H,w}$ der ozeanische Transferkoeffizient für Wärme und $c_{D,w}$ der ozeanische Transferkoeffizient für Impuls. $|\vec{u}_o - \vec{u}_i|$ ist die Relativgeschwindigkeit des Eises zur obersten Ozeanschicht und T_w und T_f sind die Temperaturen der obersten Ozeanschicht bzw. die Gefriertemperatur des Meerwassers.

2.1.5 Eisdickenverteilung und offenes Wasser

Gleichung 2.36 zeigt, dass der konduktive Wärmefluss in hohem Maß von der Eisdicke abhängt. In der Arktis kommen innerhalb des Gebietes, welches durch eine Gitterzelle repräsentiert wird, üblicherweise unterschiedlich dicke Eisschollen vor. In das Modell geht aber nur der mittlere Wert der Eisdicke h ein, daher wird auf sogenannte Eisdickenklassen zurückgegriffen. Hierbei wird angenommen, dass das Eis im eisbedeckten Teil der Gitterzelle zu gleichen Flächenanteilen auf verschiedene Eisdicken verteilt ist. Die Abbildung 2.2 zeigt die Verteilung auf sieben Eisdickenklassen, deren Eisdicke H sich nach

$$H = \frac{2i - 1}{7} \frac{h}{A} \quad (2.38)$$

für $i = 1, \dots, 7$ bestimmt. Durch die Nichtlinearität zwischen der Energiebilanz und der von der Eisdicke abhängigen Eisoberflächentemperatur ergeben sich bei der Mittelung über alle Eisdickenklassen andere Werte für S_A , S_h und S_s als bei Verwendung der mittleren Eisdicke.

2.1.6 Quellen und Senken der prognostischen Variablen

Die Quellen und Senken in den Bilanzgleichungen 2.1 bis 2.3 setzen sich wie folgt zusammen:

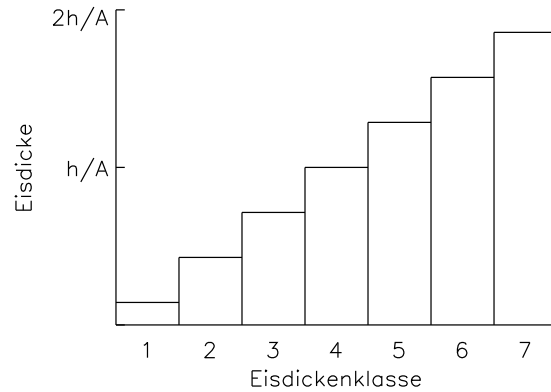


Abbildung 2.2: Für die Berechnung des konduktiven Wärmeflusses wird anstelle einer mittleren Eisdicke h/A eine auf sieben Eisdickenklassen verteilte Eisdicke verwendet.

Schneehöhe und Eisdicke

Für den Schnee ist die als externe Größe vorgegebene Niederschlagsrate (siehe Abschnitt 2.2.2) die einzige Quelle. Dabei wird ein Anwachsen der Schneehöhe nur für den eisbedeckten Teil der Gitterzelle und nur für Lufttemperaturen unterhalb des Gefrierpunkts von Wasser $T_a < 0^\circ\text{C}$ zugelassen. Die Senke für die Schneeschicht stellen die Schmelzprozesse dar. Es wird angenommen, dass zuerst die Schneeschicht vollständig geschmolzen wird, ehe das Eis anfängt zu schmelzen.

Eine sehr dicke Schneeschicht auf Meereis kann dazu führen, dass das Meereis durch das Gewicht der Schneeschicht unter die Wasseroberfläche gedrückt wird (so genanntes Flooding). Beim Flooding durchdringt Meerwasser die Schneeschicht und das Gemisch gefriert zu sogenanntem Schnee-Eis. Dadurch wird die Schneehöhe reduziert und gleichzeitig die Eisdicke entsprechend vergrößert. Der Einfluss des Floodings ist in der Arktis allerdings von geringer Bedeutung.

Die Änderungsrate der Eisdicke S_h ergibt sich aus der Addition der Gleichungen 2.27 und 2.28:

$$S_h = \left(\frac{\partial h}{\partial t} \right)_a + \left(\frac{\partial h}{\partial t} \right)_o. \quad (2.39)$$

Eiskonzentration

Die Änderungsrate der Eiskonzentration S_A wird mit einem empirischen Ansatz von Hibler (1979) berücksichtigt:

$$S_A = \frac{1-A}{h_0} \max(S_h, 0) + \frac{A}{2h} \min(S_h, 0) - D_A. \quad (2.40)$$

Der erste Term in der Gleichung bestimmt, wie schnell offenes Wasser zufriert. $(1-A)$ ist der Anteil offenen Wassers in der Gitterzelle und $h_0 = 1\text{ m}$ der Rin-

nenschließungsparameter. $\max(S_h, 0) \geq 0$ ist die Gefriertrate. Der zweite Term ist der Ausdruck für die Reduzierung der Eiskonzentration im Schmelzfall, wobei $\min(S_h, 0) \leq 0$ die Schmelzrate ist.

Der dritte Term, D_A , beschreibt die Änderung der Eiskonzentration durch Rinnenbildung aufgrund von Scherdeformation:

$$D_A = \frac{1}{2}(\Delta_\varepsilon - |\dot{\varepsilon}_{11} + \dot{\varepsilon}_{22}|) \exp(-C(1 - A)). \quad (2.41)$$

Im Falle reiner Divergenz oder Konvergenz ist dieser Term gleich Null. Es kann gezeigt werden, dass D_A im Fall von Scherung größer null ist und somit nach Gleichung 2.40 eine Abnahme der Eiskonzentration bewirkt. Dieser Term beschreibt einen von zwei Mechanismen, um offenes Wasser zu erzeugen. Der andere ist die Divergenz des Transportes der Eiskonzentration, wie sie als $\nabla \cdot (\vec{u}A)$ in Gleichung 2.1 bereits enthalten ist.

2.1.7 Ozeanmodell

Das Ozeanmodell basiert auf dem MOM2. Eine Beschreibung des Modells findet sich bei Pacanowski (1995). Die Koppelung des Ozeanmodells erfolgt nach Hibler und Bryan (1987). Für das Eismodell sind die wichtigen Variablen des Ozeanmodells Strömung und potentielle Temperatur der obersten Ozeanschicht.

2.2 Numerik, Rand- und Anfangsbedingungen

2.2.1 Modellgebiet und Modellgitter

Das Modellgebiet (Abbildung 2.3) umfasst den Nordatlantik und die Arktis. Die räumliche Auflösung liegt bei $(1/12)^\circ$ (≈ 9 km). Das Modellgitter ist ein rotiertes sphärisches Gitter. Der Nordpol des Modellgitters liegt auf dem geographischen Äquator bei 60° Ost. In der Horizontalen ist das Gitter des Ozeanmodells identisch zu dem Gitter des Meereismodells. In der Vertikalen verfügt es über 50 nicht äquidistante Schichten. Das Modellgitter ist aus Gründen der Rechengenauigkeit ein Arakawa B-Gitter (Mesinger und Arakawa, 1976). Das bedeutet, dass die vektoriellen Größen gegenüber den skalaren Größen um eine halbe Gitterweite in x - und y -Richtung verschoben sind (Abbildung 2.4).

2.2.2 Atmosphärische und ozeanische Randbedingungen

Das Modell benötigt zur Simulation von Meereis und Ozean die in der Atmosphäre herrschenden zeitabhängigen Randbedingungen (atmosphärischer Antrieb

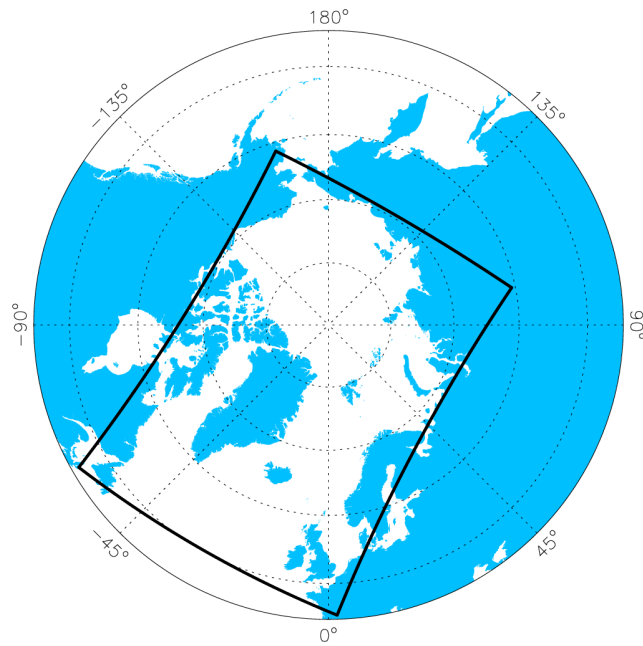


Abbildung 2.3: Das Modellgebiet.

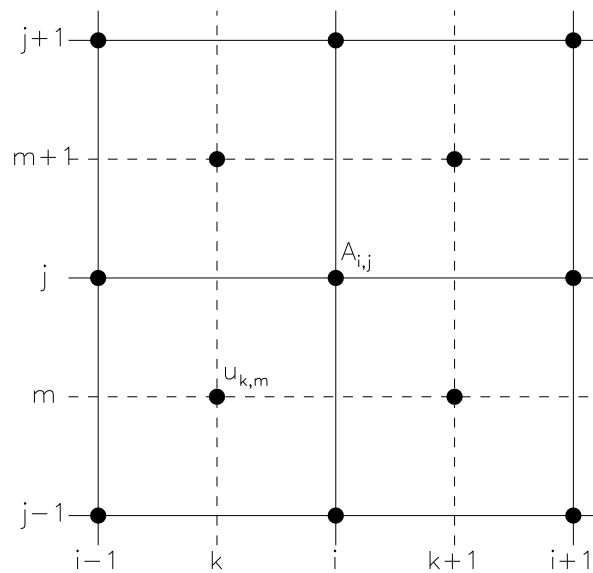


Abbildung 2.4: Im Arakawa B-Gitter sind die vektoriellen Größen wie zum Beispiel $u_{k,m}$ gegenüber den skalaren Größen ($A_{i,j}$) um eine halbe Gitterzelle versetzt.

oder auch Forcing). Im Einzelnen werden die 2 m-Temperatur, die 2 m-Taupunkttemperatur, die Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe sowie die vektoriellen Komponenten der Windschubspannung (berechnet aus dem 10 m-Wind), die Niederschlagsrate sowie der Bewölkungsgrad als atmosphärischer Antrieb verwendet. Für die Simulation von Zyklonen ist ein zeitlich hochaufgelöster Antrieb notwendig. Da die Antriebsdaten mit einer zeitlichen Auflösung von 6 Stunden vorliegen, wurde das Modell im Rahmen dieser Arbeit so angepasst, dass es statt täglicher nun 6-stündliches Forcing nutzt. Für den intern genutzten Zeitschritt von 300 Sekunden werden die Antriebsdaten im Modell interpoliert.

Als Forcing werden 6-stündliche Analysen des European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) für die Temperatur, die Taupunkttemperatur, den Wind und die Windschubspannung sowie den Bewölkungsgrad verwendet. Weil der Niederschlag nicht als Analyse-Datensatz vorhanden ist, wird die entsprechende 24-stündliche Prognose des ECMWF genutzt. Alle Antriebsdaten liegen mit einer räumlichen Auflösung von $0,25^\circ$ vor. Vor einer Simulation müssen die Antriebsdaten auf das Modellgitter interpoliert werden. Die Windschubspannungen müssen gedreht werden, da das Modellgitter gegenüber dem geographischen Gitter rotiert ist. Für Sensitivitätsstudien mit vorgegebenen Zyklonen werden der Wind und die Windschubspannungen des ECMWF ersetzt durch vorgegebenen Wind und Windschubspannungen, welche eine Zyklone repräsentieren (Kapitel 3).

Das ECMWF-Modell zur Erstellung der Analysen und Prognosen beinhaltet auch eine Meereiskonzentration. Diese wird aus Satellitendaten abgeleitet und nördlich von $82,5^\circ$ N konstant auf 100 % gesetzt. Dies führt dazu, dass zum Beispiel die 2 m-Temperatur und auch der 10 m-Wind bei $82,5^\circ$ N deutlich im Wert springen, was bei Betrachtung etwa der Monatmittel erkennbar wird (hier nicht dargestellt). Trotz dieser Einschränkung stellt die verwendete ECMWF-Analyse den zum Zeitpunkt der Modellexperimente bestmöglichen verfügbaren atmosphärischen Antriebsdatensatz dar.

Der Ozean ist am südlichen Rand bei etwa 50° N offen, so dass hier Größen („Tracer“) aus dem Modellgebiet austreten können (Karcher et al., 2003). An den anderen Rändern ist der Ozean geschlossen. An bestimmten Einstrompunkten des Modells werden Temperatur und Salzgehalt nach einer Klimatologie vorgegeben (Levitus et al., 1994; Levitus und Boyer, 1994).

Im Rahmen dieser Arbeit wurde ein Fehler in der Ozeanströmung gefunden und korrigiert. Eine Beschreibung und Bewertung dieses Fehlers findet sich in Anhang A.

2.2.3 Anfangsbedingungen

Für die Felder, welche Eis und Ozean beschreiben, müssen zu Beginn der Simulation Werte¹ vorgeschrieben werden. Diese werden als Initialzustand bezeichnet und im Abschnitt 3.1.2 (für die Sensitivitätsexperimente) bzw. im Unterkapitel 4.1 (für die realitätsnahe Simulation über 38 Monate) beschrieben. Allen hier durchgeführten Modellrechnungen ist gemeinsam, dass ihre Initialzustände den gleichen Ursprung haben. Am Alfred-Wegener-Institut Bremerhaven (AWI) wird das NAO-SIM in einem regelmäßig aktualisierten Modellauf mit täglich vorliegenden atmosphärischen Feldern des National Centers for Environmental Prediction (NCEP) angetrieben und so der Zeitraum von 1948 bis heute simuliert (Gerdes, AWI, 2007, pers. Mitt.). Die AWI-Modelldaten vom 7. 12. 2005 dienen als Ausgangspunkt für die Berechnung der Initialzustände.

Abbildung 2.5 zeigt eine schematische Darstellung des Programmablaufs.

2.2.4 Einordnung des Modells

Das in dieser Arbeit verwendete großskalige Meereismodell basiert auf physikalischen Grundlagen und Annahmen, die weit verbreitet sind. In diesem Kapitel wird auf einige physikalische Prozesse hingewiesen, die entweder nicht oder nicht vollständig im Modell berücksichtigt werden, oder die einer starken Vereinfachung unterliegen.

Die hochfrequenten Prozesse wie Gezeiten oder Trägheitsschwingungen des Meereises werden vom Modell nicht oder nur unvollständig abgebildet. Die Gezeiten führen zu einer kurzzeitigen Deformation und damit zu einem Aufbrechen des Eises. Das wiederum verursacht eine höhere Wärmeabgabe des Ozeans an die Atmosphäre und infolgedessen eine stärkere Neueisbildung in den aufgebrochenen Rinnen. Gezeitenströmungen werden vom Modell nicht simuliert. Die Trägheitsschwingungen lassen sich zwar prinzipiell im Modell reproduzieren, allerdings wird aus Gründen der numerischen Stabilität die an das Meereismodell übermittelte Ozeanströmung gedämpft und somit werden auch die Trägheitsschwingungen gedämpft. Heil und Hibler (2002) haben durch einen Vergleich von simulierter Eisdrift mit Bojendrift gezeigt, dass durch eine bessere Berücksichtigung der hochfrequenten Prozesse und damit der Trägheitsschwingungen die Güte der simulierten Eisdrift zunimmt. Gleichzeitig nimmt die Eismasse um bis zu 20 % zu. In Hibler et al. (2006) wird darauf hingewiesen, dass das Meereis an den Ozean lediglich durch die Schubspannung an der Unterseite des Eises und durch die Ozeanoberflächenneigung gekoppelt ist. Das Meereis wird im ozeanischen Massentransport nicht berücksichtigt

¹Dies können beispielsweise Werte sein, die einen bestimmten saisonalen Zustand in der Arktis beschreiben. Eine andere Möglichkeit ist die Vorgabe eines eisfreien Ozeans; mit diesem als Startwert wird dann solange immer derselbe Zeitraum (üblicherweise ein oder mehrere Jahre) simuliert, bis die Eisdecke einen zyklstationären Zustand erreicht hat (sogenanntes Einschwingen).

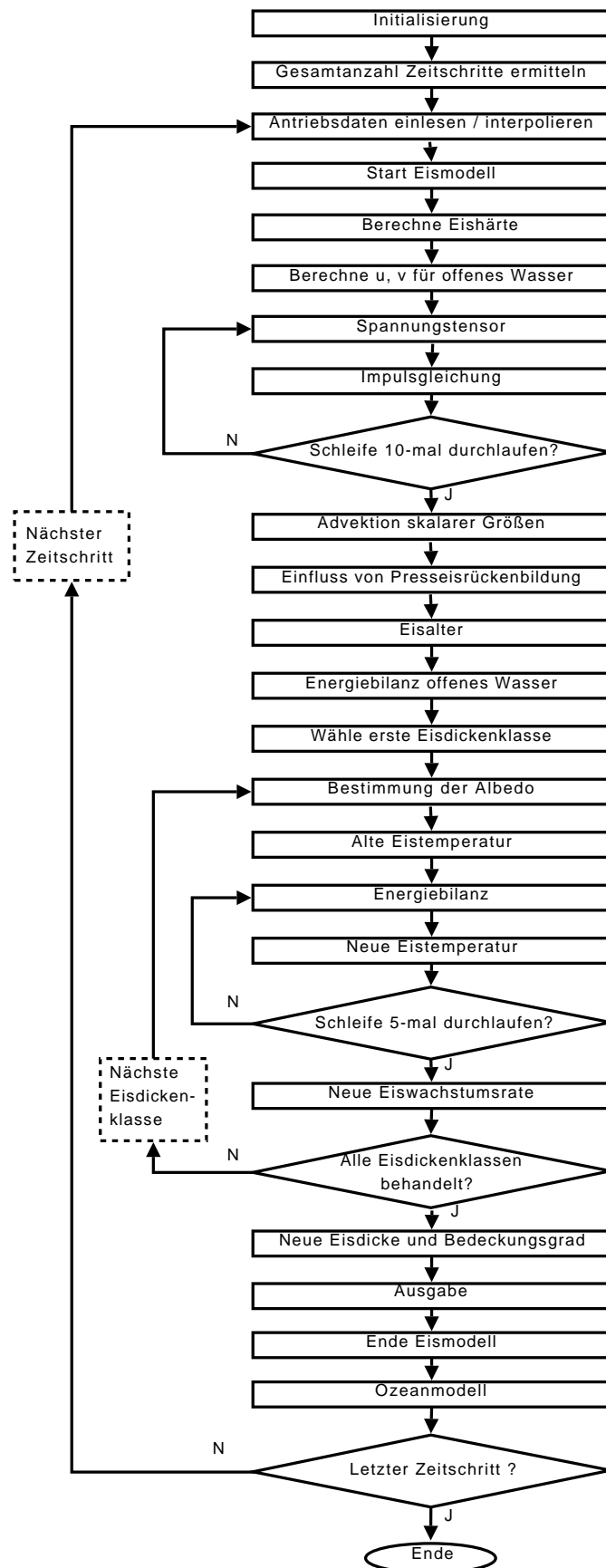


Abbildung 2.5: Schematische Darstellung des Programmablaufs.

und kann auch nicht die Höhe der Meeresoberfläche beeinflussen.

Das arktische Meereis umfasst auch landfestes Eis, welches sich entlang von Küstenlinien oder in flachen Meeresstellen in Küstennähe bildet und nicht driftet. Landfestes Eis bildet für das driftende Meereis eine Grenze, an der bei auflandigem Wind ausgeprägtes Ridging stattfindet und bei ablandigem Wind Rinnen oder Polynien entstehen. Thermodynamische Prozesse führen im Sommer zu einer Abnahme der Eisdicke des landfesten Eises und, zusammen mit ablandigem Wind, zu einem Abbrechen und einer Umwandlung des landfesten Eises in normales Drifteis. Mit einem eindimensionalen thermodynamischen Modell zeigen Flato und Brown (1996) die prinzipielle Reproduzierbarkeit der saisonalen und interannualen Variabilität von landfestem Eis. Das hier verwendete NAOSIM-Modell simuliert in einigen Gebieten, zum Beispiel nordöstlich von Grönland bei $85,2^\circ \text{ N } 20^\circ \text{ W}$ oder im kanadischen Archipel, Eis, welches kaum treibt. Allerdings bilden sich an diesen Stellen auch unrealistisch hohe Eisdicken von teilweise über 25 m. Das thermodynamische Schmelzen während des Sommers reicht nicht aus, um hier wieder realistische Eisdicken zu erzeugen. Es gibt Versuche, landfestes Eis in Modellen zu klassifizieren, etwa durch die Prüfung, ob die Eisdicke h größer als ein Zehntel der Meerestiefe ist. In dem Fall würde die entsprechende Gitterzelle aus den Driftberechnung ausgenommen. Sobald thermodynamisches Schmelzen einsetzt, würde die Gitterzelle wieder in die Driftberechnung einbezogen und so dynamisches Aufbrechen ermöglicht (siehe z. B. Lieser (2004)). Im hier verwendeten NAOSIM-Modell wird landfestes Eis nicht abgebildet.

Eine weitere starke Vereinfachung des Modells besteht in der Annahme einer konstanten Wärmeleitung durch Eis und Schnee. Andere Modelle simulieren die Wärmeleitung deutlich realistischer, zum Beispiel im eindimensionalen thermodynamischen Meereismodell von Launiainen und Cheng (1998) mit bis zu 30 Schichten. Prozesse wie „Schmelzen unter der Oberfläche“ lassen sich mit jenem Modell simulieren, mit dem hier verwendeten aber nicht.

Im Sommer ist ein beträchtlicher Flächenanteil der Eis/Schneeoberfläche der Arktis von Schmelztümpeln überzogen. Diese sorgen für veränderte Bedingungen an der Grenzfläche Eis–Atmosphäre (Albedo, Rauigkeit). Schmelztümpel werden im Modell nur durch eine geringfügig andere Albedo berücksichtigt.

Kapitel 3

Sensitivitätsstudien zum Einfluss einer Zyklone auf das Meereis

Ziel der Sensitivitätsexperimente ist es, den Einfluss des Windfeldes einer Zyklone auf die Eisdrift, die Eiskonzentration und die Eisdicke zu quantifizieren. Wegen der Komplexität des verwendeten Modells und der damit einhergehenden benötigten Rechenzeit ist die Zahl der Rechenexperimente beschränkt und für die Sensitivitätsstudien eine sorgfältige Auswahl der variierten Parameter notwendig.

Die Beeinflussung des Meereises durch Zyklonen hängt von verschiedenen Parametern ab. Zum einen sind die Zyklonenparameter selbst für unterschiedlichen Einfluss auf das Meereis verantwortlich. Daher wird untersucht, wie der Einfluss auf das Meereis mit der Zyklonenzuggeschwindigkeit und mit dem radialen Luftdruckverlauf innerhalb der Zyklone variiert. Als dritter Zyklonenparameter wird in dieser Arbeit der Ablenkwinkel zwischen geostrophischem Wind und 10 m-Wind verwendet. Dieser wird in der realen Atmosphäre bestimmt durch die Bodenreibung und durch die Schichtung der Atmosphäre. In dieser Arbeit wird die Wirkung von Bodenreibung und Schichtung implizit berücksichtigt, indem unterschiedliche Ablenkwinkel vorgegeben werden. Zum anderen reagiert das Eis selbst in Abhängigkeit der anfänglichen Eiskonzentration und Eisdicke unterschiedlich auf die Zyklone. Um dieses näher zu untersuchen, werden verschiedene initiale Eiskonzentrationen und Eisdicken vorgegeben. Dabei werden räumlich konstante Verteilungen sowie Verteilungen, die einem Jahresgang der Eiskonzentration und Eisdicke entsprechen, verwendet. Weitere Untersuchungen befassen sich mit der Rolle der Ozeanströmung auf die sich ändernde Eiskonzentration.

Zunächst werden die Anfangsbedingungen und atmosphärischen Randbedingungen für die Sensitivitätsexperimente beschrieben. Dies umfasst insbesondere auch die Beschreibung der vorgegebenen idealisierten Zyklone (Unterkapitel 3.1). Eine Übersicht über alle durchgeführten Rechenexperimente gibt Unterkapitel 3.2. Danach wird untersucht, was der Durchzug einer Zyklone für die einzelnen Kräfte in der Impulsbilanz bedeutet und wie sich die Zyklone auf die Eisdrift, die Eiskonzen-

tration und die Eisdicke auswirkt (Unterkapitel 3.3). Zwei Maßzahlen zur Beurteilung der Auswirkung der Zyklonen auf die Eiskonzentration stellt Unterkapitel 3.4 vor. Danach werden die Ergebnisse der Sensitivitätsexperimente präsentiert, getrennt nach Zyklonen-, Eis- und Ozeanparametern (Unterkapitel 3.5, 3.6 und 3.7). Unterkapitel 3.8 fasst die Ergebnisse dieses Kapitels zusammen und bewertet sie.

3.1 Rand- und Anfangsbedingungen

Das Windfeld einer idealisierten Zyklone, die durch die Arktis zieht, wird mit entsprechend konzipierten atmosphärischen Randbedingungen vorgegeben. Die Berechnung der atmosphärischen Randbedingungen erläutert Abschnitt 3.1.1. Die Wahl der Initialbedingungen für die verschiedenen Sensitivitätsexperimente wird in Abschnitt 3.1.2 beschrieben.

3.1.1 Atmosphärische Randbedingungen

Temperatur, Taupunkt und Bewölkung resultieren, wie in Abschnitt 2.2.2 beschrieben, aus einer Interpolation der Analyse-Daten des ECMWF auf das NAOSIM-Modellgitter. Die Niederschlagsrate wird aus Prognosen des ECMWF abgeleitet. Das Datum der Antriebsfelder entspricht dem jeweiligen Simulationsdatum. Um in den Simulationsläufen 1 bis 23 winterliche Bedingungen vorzugeben, wurde der 28. 1. 2006 als Startdatum für die Simulationen willkürlich gewählt. Die Simulation eines Jahresganges des Zykloneneinflusses in den Läufen 24 bis 31 beginnt zu verschiedenen Zeitpunkten des Jahres 2006, die in Tabelle 3.1 in der Spalte A_0 genannt sind.

Wind und damit auch Windschubspannung stammen in den Zyklonensensitivitätsexperimenten nicht aus den Daten des ECMWF. Stattdessen werden künstlich erzeugte Felder vorgegeben, die eine durch das Modellgebiet ziehende Zyklone repräsentieren. Der Kern der Zyklone zieht dabei entlang dem 0./180. Längengrad von 70° N über den Nordpol hinweg bis 70° N. Die Zyklone startet also nordöstlich von Island und endet in der Nähe der Beringstraße. Die Zyklonenzugbahn hat eine Länge von 4450 km. Abbildung 3.1 (oben) zeigt die Zyklonenzugbahn und das Modellgebiet. Das idealisierte Zyklonenwindfeld (Abbildung 3.1 unten) wird dem Modell in einem Abstand von 6 Stunden vorgegeben. Zwischen diesen Zeitpunkten interpoliert das Modell an jedem Gitterpunkt alle Antriebsfelder, also auch den Wind, linear.

Die Berechnung des Windes der idealisierten Zyklone erfolgt ausgehend von einer radialsymmetrischen Druckverteilung:

$$p(r) = P_0 - k \cdot e^{-(mr)^2}. \quad (3.1)$$

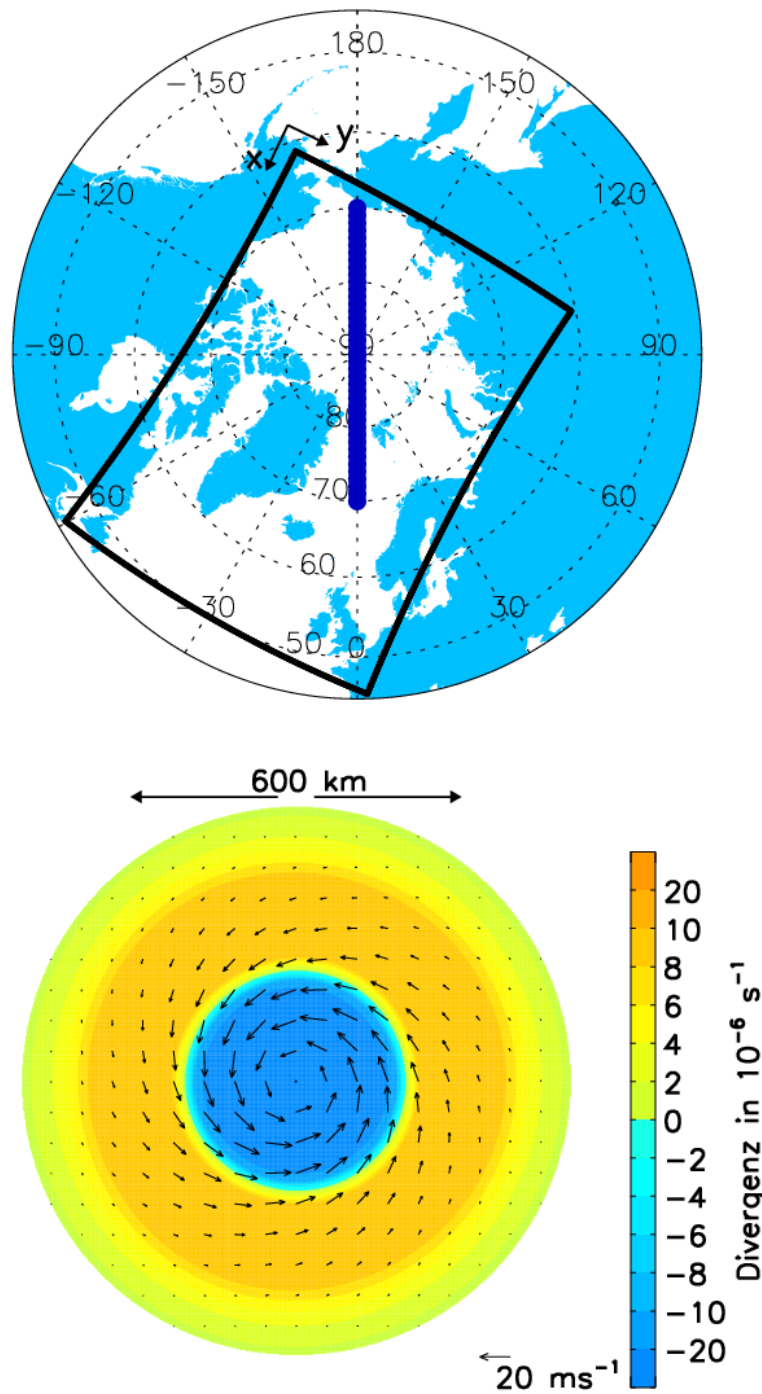


Abbildung 3.1: Oben: Modellgebiet. x und y kennzeichnen die Richtung des Koordinatensystems des Modells mit dem Ursprung über Alaska. Vorgegebene Zugbahn der Zyklone entlang des 0./180. Längengrads. Unten: 10 m-Wind der idealisierten Zyklone und Divergenz des Windfeldes. Das Windfeld ist im Zentrum der Zyklone konvergent und zu den Rändern hin divergent. Die Länge der Pfeile entspricht der Windgeschwindigkeit. Dargestellt ist jeweils jeder 6. Gitterpunkt in x - und y -Richtung.

p ist der Luftdruck auf Meeresniveau und r der Abstand vom Mittelpunkt der Zyklone. P_0 ist der Luftdruck außerhalb der Zyklone. Der Parameter k ist die Druckdifferenz zwischen dem Kerndruck und dem Druck P_0 am Rand der Zyklone, die Werte liegen zwischen 4 hPa und 10 hPa. Der Parameter m bestimmt den Radius der Zyklone und ist für alle Simulationen auf $\frac{1}{200 \text{ km}}$ gesetzt. Als Radius der Zyklone ist in diesem Kapitel die Entfernung definiert, in der die Differenz zwischen Druck und Umgebungsdruck auf $k/10$ gefallen ist ($\approx 310 \text{ km}$). Diese Druckverteilung wird aus folgenden Gründen gewählt: Zum einen ist die Funktion und ihre Ableitung stetig, so dass ein Windsprung am Rand der Zyklone vermieden wird. Aus diesem Grund ist eine Gewichtungsfunktion, wie sie in Schröder (2005) verwendet wird, nicht nötig. Zum anderen ergibt sich aus dieser Funktion das windstille Zentrum der Zyklone.

Der geostrophische Wind u_g ist

$$u_g = -\frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial r}, \quad (3.2)$$

wobei vereinfachend angenommen wird, dass der Coriolis-Parameter $f = 2\Omega \sin \phi$ (Ω ist die Winkelgeschwindigkeit der Erde, ϕ die geographische Breite) konstant den Wert von 80° N hat ($= 1,42 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$). Durch diese Annahme ist das Windfeld der Zyklone in jeder geographischen Breite gleich. Es sei darauf hingewiesen, dass im Gegensatz dazu der Coriolisparameter f in der Impulsgleichung 2.4 für das Eis mit der geographischen Breite variiert. Die Dichte der Luft ist auf einen konstanten Wert gesetzt, der in etwa der Luftdichte bei Normbedingungen entspricht ($\rho = 1,3 \text{ kg/m}^3$). Der Wind in 10 m Höhe $\vec{u}_{10\text{m}}$ ergibt sich in dieser Arbeit, indem der geostrophische Wind auf 80 % seiner Geschwindigkeit reduziert und um einen Winkel $\alpha_{\text{geo} \rightarrow 10\text{m}}$ nach links gedreht wird. Dieser Ablenkwinkel ist einer der Zyklonenparameter, der variiert wird. Er liegt in den meisten Simulationen bei 20° . Mit dieser Berechnung ergibt sich ein maximaler Wert des 10 m-Windes innerhalb der Zyklone von knapp 18 m/s. Im Vergleich dazu betrug während des Feldexperiments DAMOCLES 2008 (siehe Abschnitt 4.2.1) das Windmaximum 25 m/s, gemessen in 2,4 m Höhe an einer Boje. Bei einer Zyklone im Feldexperiment FRAMZY-1999 wurden in 30 m Flughöhe 20 bis 25 m/s gemessen (Brümmer et al., 2000). Insofern ist der vorgegebene maximale Wert sinnvoll. Aus dem so erhaltenen 10 m-Wind wird mittels Gleichung 2.7 die atmosphärische Schubspannung berechnet, die an der Grenzfläche Eis/Ozean-Atmosphäre wirkt. Außerhalb der Zyklone beträgt die Windgeschwindigkeit null. Dadurch sind auch die turbulenten Flüsse (Gleichung 2.30 und 2.31) außerhalb der Zyklone null. Effekte einer atmosphärischen Schichtung werden nicht explizit berücksichtigt.

Durch die Drehung um den Winkel $\alpha_{\text{geo} \rightarrow 10\text{m}}$ und den zum Rand hin abnehmenden Wind ist das Windfeld der Zyklone im inneren Bereich konvergent und nach außen hin divergent (Abbildung 3.1). Der Wertebereich von Konvergenz und Divergenz ist $-14 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ bis $2 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Die Zyklone ist, was die generelle Verteilung von Konvergenz und Divergenz betrifft, vergleichbar mit der aus sechs realen Framstraßen-Zyklonen zusammengesetzten synthetischen Zyklone, die in Studien von Schröder

(2005) verwendet wird. Bei Schröder (2005) sind die maximalen Konvergenzwerte nicht angegeben, abgesehen davon stimmen die Werte aber gut überein.

Zu jedem Lauf des Modells mit vorgegebener Zyklone gibt es einen Referenzlauf, bei dem der Wind und damit die Windschubspannung auf null gesetzt werden, um so durch Differenzenbildung den Einfluss der Zyklone zu berechnen.

3.1.2 Anfangsbedingungen

Es werden drei verschiedene Anfangsbedingungen verwendet, um die verschiedenen Parameter zu untersuchen. Alle drei basieren auf dem gleichen AWI-Datensatz, der den Eis- und Ozeanzustand am 7.12. 2005 repräsentiert und der bereits in Abschnitt 2.2.3 beschrieben ist.

Anfangsbedingung 28. 1. 2006 (Jan06-Zustand)

Anknüpfend an den Datensatz vom 7. 12. 2005 wurde das Modell mit 6-stündlichen ECMWF-Daten bis zum 28. 1. 2006 angetrieben. Für die Sensitivitätsexperimente wurde der Zustand der Modellvariablen vom 28. 1. 2006 gewählt, um winterliche Bedingungen zu simulieren. Die Anfangsbedingung umfasst dabei nicht nur das Eis mit seinen Variablen Eiskonzentration, Eisdicke und Eisdrift, sondern auch den Ozean mit den Variablen Salzgehalt, Temperatur und Strömung. Dieser Zustand zeichnet sich dadurch aus, dass er die winterliche Bandbreite an Eiskonzentrationen und Eisdicken abdeckt, und wird im Folgenden Jan06-Zustand genannt. Dieser Anfangszustand dient der Untersuchung zum Einfluss der Zyklonenzuggeschwindigkeit und der Druckdifferenz zwischen Kern und Umgebung.

Anfangsbedingung mit vorgegebenen räumlich konstanten Eisbedingungen

Für einige Sensitivitätsläufe sind verschiedene Eiskonzentrationen und Eisdicken als konstante Startwerte für den gesamten Modellbereich vorgegeben, während alle anderen Variablen aus dem Jan06-Zustand entnommen sind. Dieser Anfangszustand dient zum einen dazu, den Einfluss einer Zyklone auf das Eis unter kontrollierten Eiskonzentrationen und Eisdicken zu untersuchen. Zum anderen findet dieser Anfangszustand Verwendung bei den Untersuchungen zum Ablenkwinkel.

Anfangsbedingung für einen Jahrgang

Um die Wirkung einer Zyklone auf das Eis im Laufe eines Jahres abzuschätzen, simuliert das Modell den Zeitraum vom 7. 12. 2005 bis zum 31. 12. 2006. Als Antrieb dienen die in Abschnitt 2.2.2 beschriebenen Daten des ECMWF. Aus dem Zeitraum vom 28. 1. 2006 bis zum 31. 12. 2006 werden insgesamt 9 gleichmäßig verteilte Termine im Abstand von 40 Tagen bestimmt und die zu diesem Zeitpunkt berechneten Daten dann als Anfangsbedingung für die Zyklonensensitivitätsexperimente verwendet.

3.2 Übersicht Rechenexperimente

Eine Aufstellung aller Sensitivitätsexperimente zeigt Tabelle 3.1. Für die Sensitivitätsexperimente gehört, wie bereits erwähnt, zu jedem Simulationslauf mit einer vorgegebenen idealisierten Zyklone ein Referenzlauf ohne Zyklone. Die durch die Zyklone verursachte Änderung in Eiskonzentration und Eisdicke ergibt sich durch Differenzenbildung.

Es werden folgende Parameter variiert:

- Zyklonenparameter
Zyklonenzugeschwindigkeit (Experimente 1, 2, 3), Druckdifferenz zwischen Kern und Umgebung der Zyklone (Experimente 1, 4, 5, 6) und Ablenkwinkel des 10 m-Windes zum geostrophischen Wind $\alpha_{\text{geo} \rightarrow 10\text{m}}$ (Experimente 9, 17, 20, 21, 22, 23)
- Eisparameter
verschiedene initiale Eiskonzentrationen A_0 und Eisdicken h_0 (Experimente 1, 7 bis 17 sowie 24 bis 31)
- Ozeanparameter
Die Ozeanströmung als untere Randbedingung für das Eis wird normal simuliert (Experimente 1 und 7) oder konstant auf null gesetzt (Experimente 18 und 19)

Für die meisten Experimente wurde eine geringe Zyklonenzugeschwindigkeit von 340 km/d und eine hohe Druckdifferenz von 10 hPa gewählt, um eine möglichst langsame und starke Zyklone zu simulieren, die einen deutlichen Einfluss auf das Eis ausübt. Die Simulationsdauer eines Experimentes ergibt sich aus der Zeit, die die Zyklone für die 4450 km lange Zugbahn benötigt. Im Experiment 2 hat die Zyklone eine Zugeschwindigkeit von 480 km/d, es werden daher 9 Tage simuliert. Im Experiment 3 zieht die Zyklone mit 960 km/d, daher reichen knapp 5 Tage für die Simulation aus. In allen anderen Experimenten beträgt die Simulationsdauer 13 Tage bei einer Zyklonenzugeschwindigkeit von 340 km/d.

Für die Experimente bei vorgegebenen räumlich konstanten initialen Eiskonzentrationen und Eisdicken (Experimente 7 – 17 und 19 – 23) war es notwendig, das thermodynamische Wachstum der Eiskonzentration und Eisdicke auszuschalten, um sicherzustellen, dass die Eiskonzentration und die Eisdicke auch in dem Teil der Zyklonenzugbahn, welcher später durchlaufen wird, noch die vorgegebenen Werte besitzen.

Exp. Nr.	Zyklonen- zuggeschw. in km/d	Druck- diff. in hPa	initiale Eis- konzentra- tion A_0	initiale Eis- dicke h_0	$\alpha_{\text{geo} \rightarrow 10\text{m}}$	Ozean- strö- mung	Thermo- dyna- mik
1	340	10		Jan06	20°	normal	an
2	480	10		Jan06	20°	normal	an
3	960	10		Jan06	20°	normal	an
4	340	8		Jan06	20°	normal	an
5	340	6		Jan06	20°	normal	an
6	340	4		Jan06	20°	normal	an
7	340	10	100 %		20°	normal	aus
8	340	10	100 %		20°	normal	aus
9	340	10	100 %		20°	normal	aus
10	340	10	99.5 %		20°	normal	aus
11	340	10	99.5 %		20°	normal	aus
12	340	10	99.5 %		20°	normal	aus
13	340	10	98 %		20°	normal	aus
14	340	10	98 %		20°	normal	aus
15	340	10	98 %		20°	normal	aus
16	340	10	90 %		20°	normal	aus
17	340	10	90 %		20°	normal	aus
18	340	10		Jan06	20°	null	an
19	340	10	100 %		20°	null	aus
20	340	10	100 %		30°	normal	aus
21	340	10	90 %		30°	normal	aus
22	340	10	100 %		15°	normal	aus
23	340	10	90 %		15°	normal	aus
24	340	10		9. 3. 06	20°	normal	an
25	340	10		18. 4. 06	20°	normal	an
26	340	10		28. 5. 06	20°	normal	an
27	340	10		7. 7. 06	20°	normal	an
28	340	10		16. 8. 06	20°	normal	an
29	340	10		25. 9. 06	20°	normal	an
30	340	10		4. 11. 06	20°	normal	an
31	340	10		14. 12. 06	20°	normal	an

Tabelle 3.1: Die Modell-Experimente zum Einfluss einer idealisierten Zyklone. Jan06 bedeutet, dass als Initialwerte die Werte vom 28. 1. 2006 verwendet wurden. Ein anderes Datum in der Spalte A_0 und h_0 gibt an, welchem Datum die Initialwerte entnommen wurde.

3.3 Einfluss einer idealisierten Zyklone

Dieses Unterkapitel untersucht die Wirkung einer idealisierten Zyklone auf das Meereis. Dabei ist von besonderem Interesse, wie sich die Kräfte, die auf das Meereis wirken, bei einem Zyklonendurchgang verhalten und welche Auswirkungen sie auf die Eisdrift und die Eiskonzentration haben.

Als Beispiel für eine typische Änderung von Eiskonzentration A , mittlerer Eisdicke h und effektiver mittlerer Eisdicke $h_{\text{eff}} = h/A$ durch den Einfluss einer Zyklone zeigt Abbildung 3.2 zwei verschiedene Zeitpunkte des Experiments 1. Es sind drei Auswirkungen der Zyklone auf das Meereis zu erkennen. Erstens nimmt die Eiskonzentration in der zentralen Arktis im Bereich der Zyklonenzugbahn generell ab. Nur die Nähe zum Festland sowie die Verschiebung des Eisrandes bewirken im Bereich zwischen Grönland und Spitzbergen stellenweise eine lokale Erhöhung der Eiskonzentration. Zweitens nimmt die mittlere Eisdicke entlang der Zugbahn in der Mitte ab und zu den Rändern hin zu. Da die mittlere Eisdicke ein Maß für das Eisvolumen pro Fläche ist, bedeutet dies, dass die Zyklone Teile des Eisvolumens von der Mitte der Zugbahn zu den Rändern hin transportiert. Und drittens wächst die effektive mittlere Eisdicke h_{eff} , also die Eisdicke im eisbedeckten Teil der Gitterzelle, fast in der gesamten Zyklonenspur. Zusammen mit der Reduktion der Eiskonzentration kann dies so interpretiert werden, dass die Eisdecke aufgebrochen wird und sich über die Bildung von Presseisrücken größere Eisdicken ergeben.

In den Sensitivitätsexperimenten wirken unterschiedlich starke Zyklonen auf unterschiedlich dickes Eis mit verschiedenen Eiskonzentrationen. Infolgedessen unterscheidet sich auch die Eisdrift in den verschiedenen Experimenten. Die Bandbreite der dabei auftretenden Eisdriftgeschwindigkeiten zeigt eine Momentanaufnahme von Experiment 16 und Experiment 6 (Abbildung 3.3). Im Hinblick auf die maximale Eisdriftgeschwindigkeit stellen Experiment 16 und Experiment 6 die beiden Extremfälle dar. Die Eisdrift erreicht in Experiment 16 Werte von bis zu 46 cm/s und in Experiment 6 nur Werte von bis zu 5 cm/s. Damit unterscheiden sich die maximalen Geschwindigkeiten um eine Größenordnung. Bei einer stark ausgebildeten Zyklone, wie z. B. in Experiment 16, ist a) die radialsymmetrische Struktur der Windgeschwindigkeit, b) das Minimum im Zentrum der Zyklone und c) der etwa 100 km vom Kern entfernte Starkwindbereich auch in der Eisdrift deutlich erkennbar. Auf die Asymmetrie in der Geschwindigkeitsverteilung wird weiter unten eingegangen. An dieser Stelle sei darauf hingewiesen, dass diese und auch weitere Darstellungen von Modellergebnissen im Modellgitter erfolgen. Im Modellgitter zieht die Zyklone von oben rechts nach unten links, wie Abbildung 3.1 zeigt.

Drei Fragen standen am Anfang von weiteren Untersuchungen:

1. Welche Auswirkungen hat die Zyklone auf Meereisdrift, Meereiskonzentration und Meereisdicke? Gibt es Unterschiede in den Auswirkungen in Abhängigkeit der Position (Mitte, links/rechts der Zugbahn)?

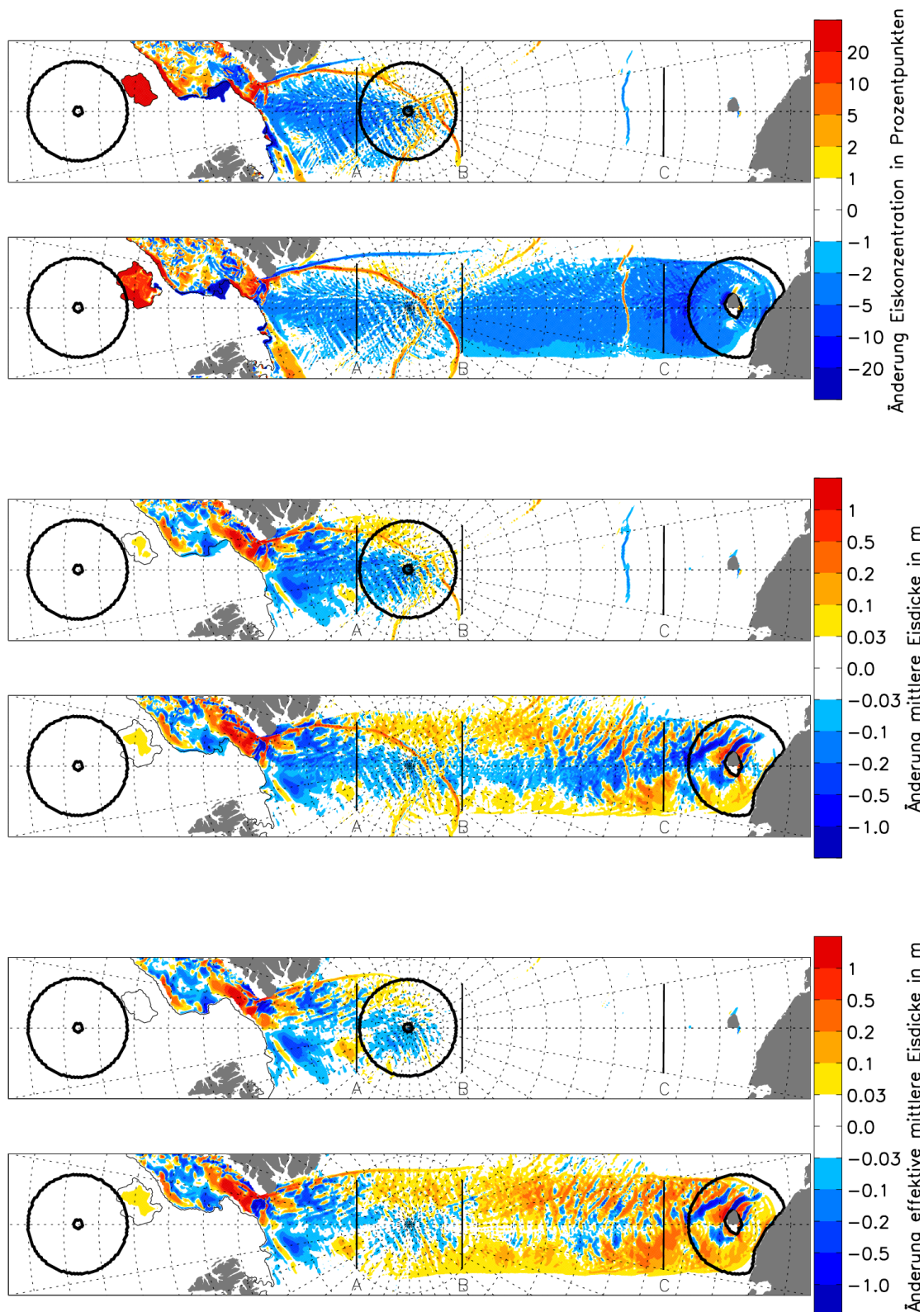


Abbildung 3.2: Änderung des Meereises durch den Einfluss der Zyklone, jeweils nach 150 Stunden und 300 Stunden des Simulationsexperiments 1: Änderung der Eiskonzentration (oben), der mittleren Eisdicke (Mitte) und der effektiven mittleren Eisdicke (unten). Die Kreise markieren den Startpunkt der Zyklone und die jeweils aktuelle Position. Die mit A, B, C markierten Querschnitte durch die Zyklonenzugbahn werden in späteren Untersuchungen verwendet.

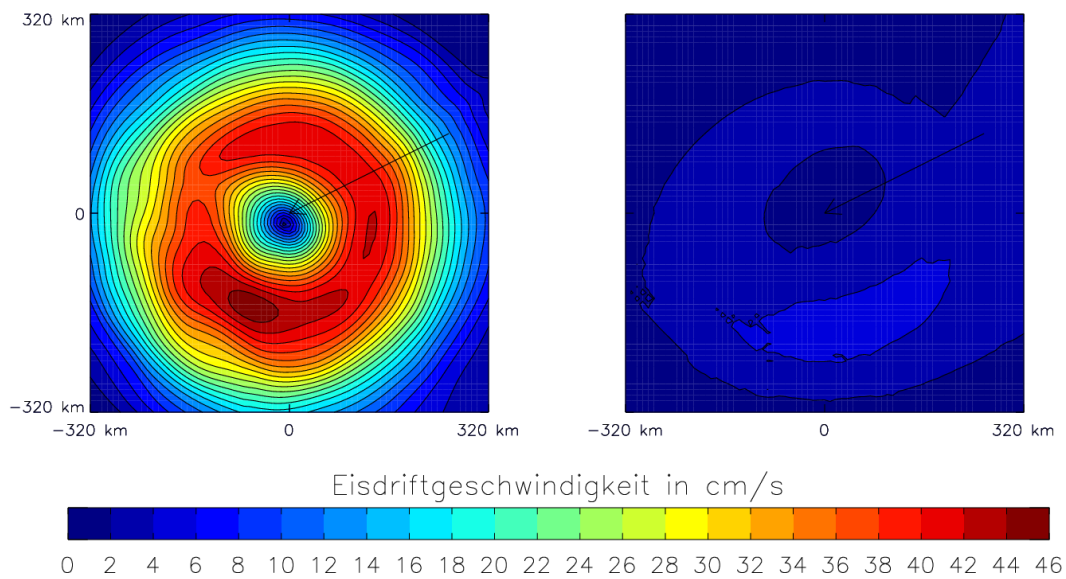


Abbildung 3.3: Momentanaufnahme der Eisdriftgeschwindigkeit. Die höchste Eisdriftgeschwindigkeit wird in Experiment 16 (links) erreicht, wenn eine kräftig ausgeprägte Zyklone auf dünnes Eis mit einer geringen Eiskonzentration wirkt. Dagegen ist die Eisdriftgeschwindigkeit in Experiment 6 (rechts) niedrig, wenn eine schwach ausgeprägte Zyklone auf kompaktes, dickes Eis einwirkt. Die schwarzen Pfeile geben die Zugrichtung der Zyklone an. Dargestellt ist der Zeitpunkt, zu dem sich der Zyklonenkern an Punkt P_Z in der zentralen Arktis befindet. Zur Position von P_Z siehe Abbildung 3.4.

2. Wie hängen die Auswirkungen auf das Eis von der anfänglichen Eiskonzentration und Eisdicke ab?
3. Wie unterscheiden sich die Auswirkungen in der zentralen Arktis und in der Framstraße?

Für die Untersuchung dieser Fragen sind vier Gitterpunkte ausgewählt (Abbildung 3.4): P_Z , P_L und P_R befinden sich in der zentralen Arktis, wobei P_Z vom Kern der Zyklone überquert wird und P_L und P_R im linken bzw. rechten Starkwindbereich der Zyklone liegen. Die Punkte P_L und P_R liegen jeweils 116 km vom Zentrum der Zyklone entfernt. $P_{L,FS}$ liegt in der Framstraße und wird vom linken Starkwindbereich der Zyklone beeinflusst.

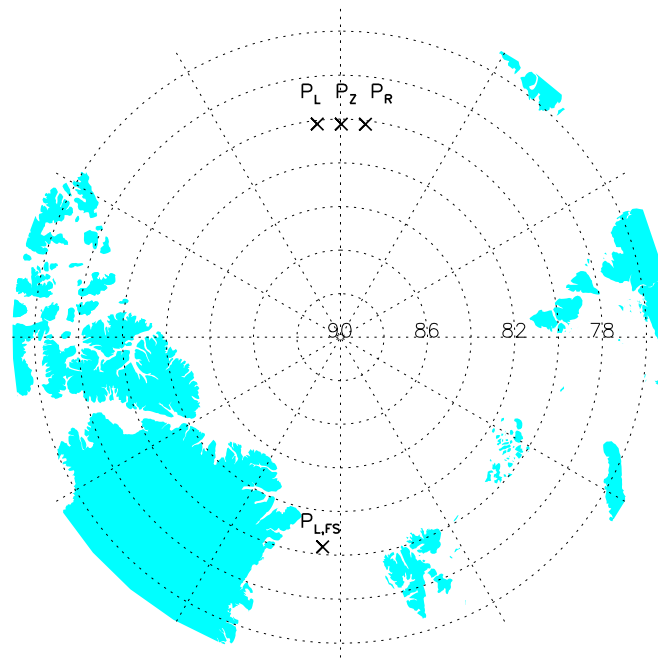


Abbildung 3.4: Die Positionen der in der Zyklonenzugbahn liegenden Gitterpunkte P_Z , P_L , P_R und $P_{L,FS}$.

An den Punkten P_Z , P_L und P_R herrschen während des Zyklonendurchzugs unterschiedliche Winde, hervorgerufen durch die nach Süden¹ ziehende Zyklone: An Punkt P_Z stehen die geostrophischen Windkomponenten senkrecht zur Zugbahn. Da der Bodenwind relativ zum geostrophischen Wind um den Winkel $\alpha_{\text{geo} \rightarrow 10\text{m}}$ gedreht ist und dieser Winkel in den Simulationen zwischen 15° und 30° liegt, ist ein beträchtlicher Anteil des Bodenwindes ebenfalls senkrecht zur Zugbahn gerichtet. Beim Durchzug der Zyklone ändert sich bei P_Z der Betrag des Bodenwindes.

¹Die Zyklone befindet sich bereits auf der zweiten Hälfte ihrer Zugbahn und zieht vom Nordpol Richtung $70^\circ \text{ N } 180^\circ \text{ O}$.

Die Richtung bleibt während der ersten Hälfte des Zyklonendurchzugs konstant, wechselt um 180° und bleibt dann während der zweiten Hälfte wieder konstant. Im Gegensatz dazu ändert sich an den Punkten P_L und P_R die Richtung zu jedem Zeitpunkt. An P_L herrschen anfangs südwestliche Winde, die während des Durchzugs über Süd auf Südost drehen. An P_R hingegen kommt der Wind zunächst aus Nordwest und dreht dann über Nord nach Nordost. P_L und P_R unterscheiden sich wesentlich. An P_L weht ein südlicher Wind in die Richtung, in der bereits Eis unter dem Einfluss der Zyklone gestanden hat. An P_R hingegen weht ein nördlicher Wind. Das Eis dort stand bisher nicht unter dem Einfluss der Zyklone.

Daher ist zu erwarten, dass es an P_L und P_R Unterschiede in Eiskonzentration, Eisdicke und Eisdrift und infolgedessen auch in den Eiskräften gibt. Dass dies tatsächlich so eintritt, wird im Folgenden gezeigt.

Aus den oben genannten drei Fragen ergeben sich drei Fälle, die untersucht werden:

- Fall 1: Ein Vergleich der Vorgänge an den Punkten P_Z , P_L und P_R .
- Fall 2: Ein Vergleich der Vorgänge an Punkt P_Z mit unterschiedlichen Eiskonzentrationen und Eisdicken.
- Fall 3: Ein Vergleich der Vorgänge an den Punkten P_L und $P_{L,FS}$.

Die drei Fälle werden zunächst bezüglich der Kräfte untersucht (Abschnitt 3.3.1), dann bezüglich der Eisdrift und ihrer abgeleiteten Größen wie Deformation und Rinnenbildung (Abschnitt 3.3.2) und zum Schluss bezüglich der Entwicklung der Eiskonzentration und Eisdicke (Abschnitt 3.3.3).

3.3.1 Kräfte auf das Meereis bei Durchzug der Zyklone

Die Eisdrift wird durch die verschiedenen Kräfte, die auf das Eis wirken, bestimmt. Im Folgenden wird der Beitrag der einzelnen Kräfte zur Impulsgleichung (Gleichung 2.4) bei Durchgang einer Zyklone untersucht.

Fall 1: Abhängigkeit der Kräfte von der Position innerhalb der Zyklone

Für eine Simulation mit dicker, kompakter Eisdecke (Experiment 9: $A_0 = 100\%$, $h_0 = 2$ m) sind die Beträge der Kräfte als Zeitreihen dargestellt (Abbildung 3.5). An allen drei Punkten sind die atmosphärische und die ozeanische Schubspannung die bestimmenden Terme. Nur kurzzeitig, bei Beginn des Zykloneneinflusses, sind die Kräfte durch interne Spannungen am rechtsseitigen Punkt P_R von ähnlicher Größe wie die Schubspannungen. Links (P_L) und im Zentrum (P_Z) tritt dieses Verhalten nicht auf. Das bedeutet, dass das Eis dem Wind auf der rechten Seite der Zyklone einen großen Widerstand entgegensetzt. Dies führt zu einer im Vergleich zur linken Seite reduzierten Eisdrift. Insgesamt sind die internen Kräfte bei P_R auch über den gesamten Zeitraum größer als bei P_L und die Drift ist dementsprechend etwas geringer.

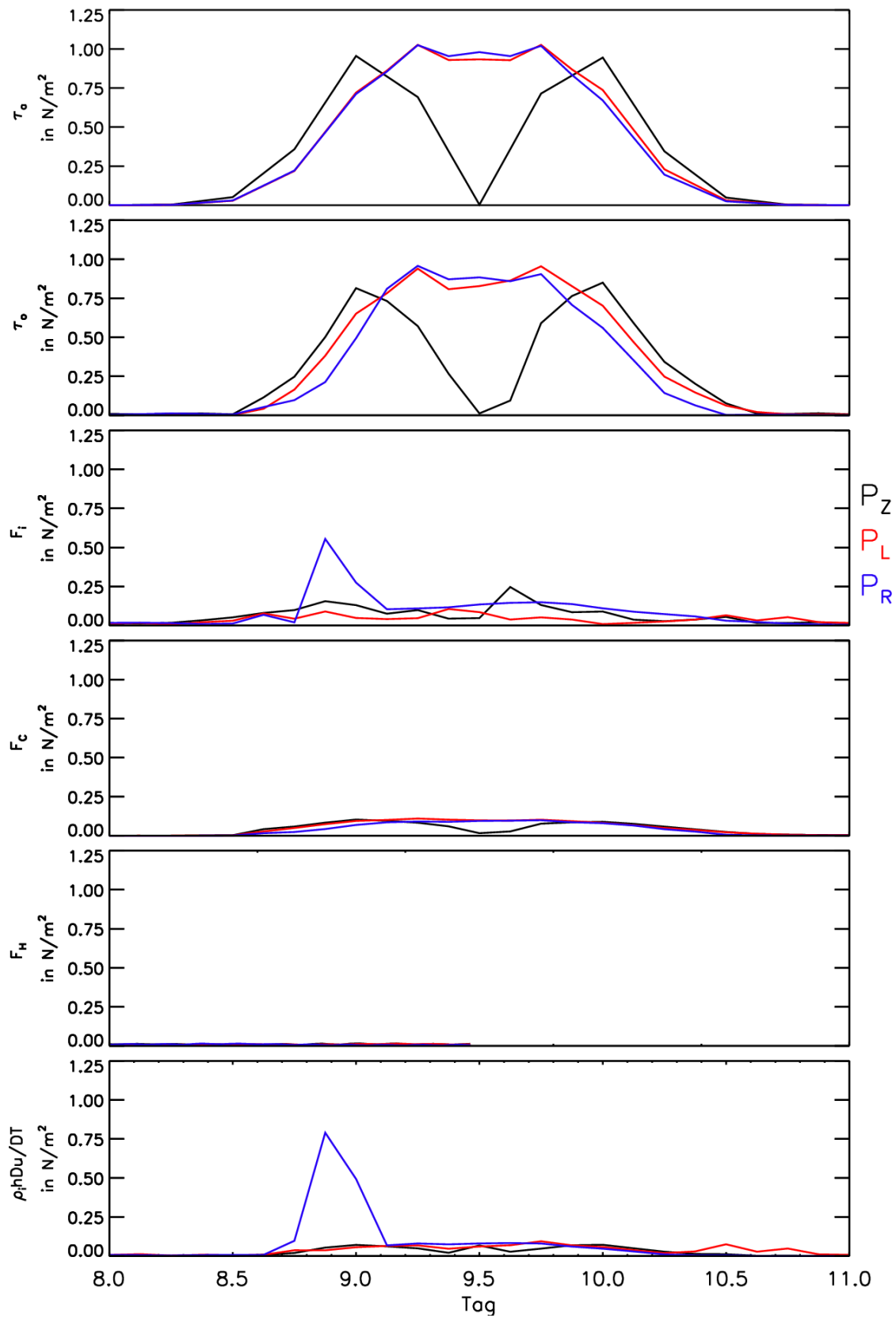


Abbildung 3.5: Zeitreihen der Beträge der Kräfte für die Punkte P_Z , P_L und P_R . Von oben nach unten sind die Beträge der atmosphärischen Schubspannung τ_a , der ozeanischen Schubspannung τ_o , der internen Kräfte F_i , der Corioliskraft F_C , der Hangabtriebskraft F_H und der resultierenden totalen zeitlichen Änderung des Impulses $\rho_i h Du / DT$ gezeigt (Experiment 9).

Fall 2: Abhängigkeit der Kräfte von der anfänglichen Eiskonzentration und Eisdicke

Wie die anfängliche Eiskonzentration und Eisdicke die Kräfte, die beim Vorüberziehen der Zyklone auftreten, beeinflussen, wird anhand von vier Simulationen untersucht (Experimente 8, 9, 16 und 17). Diese Simulationen starten mit den vier Kombinationen aus initialer Eiskonzentration (90 % und 100 %) und initialer Eisdicke (1 m und 2 m). Abbildung 3.6 zeigt für diese vier Experimente die Beträge der einzelnen Kräfte für den Punkt P_Z . In allen Fällen sind die Schubspannungen von Atmosphäre und Ozean die bestimmenden Terme. Die durch kompaktes und dickes Eis verursachten internen Kräfte spielen nur bei den Läufen mit 100 % Eiskonzentration eine Rolle, wobei im Falle von 2 m dickem Eis die internen Kräfte größer sind. Ein einmaliger Anstieg der internen Kräfte im Experiment mit $A_0 = 100\%$ und $h_0 = 2$ m geht etwa bei Tag 9,5 einher mit einer geringeren ozeanischen Schubspannung, welche wiederum auf eine geringere Eisdrift zurückzuführen ist. Die Corioliskraft ist von gleicher Größenordnung wie die internen Kräfte und bei dickem Eis ausgeprägter. Die Hangabtriebskraft ist vernachlässigbar. Die totale zeitliche Änderung des Impulses liegt in der Größenordnung der Corioliskraft.

Fall 3: Einfluss der geographischen Lage auf die Kräfte: Zentrale Arktis im Vergleich zur Framstraße

Die Eisbedingungen in der zentralen Arktis unterscheiden sich in Bezug auf Eiskonzentration und Eisdicke stark von denen in der Framstraße. In diesem Unterabschnitt werden die einzelnen Kräfte für den Punkt P_L in der zentralen Arktis und den Punkt $P_{L,FS}$ in der Framstraße betrachtet. Beide Punkte liegen im linksseitigen Starkwindbereich der Zyklone. Beim hier gezeigten Experiment 1 (Abbildung 3.7) wird der Jan06-Zustand zur Initialisierung verwendet, das bedeutet, dass realistische Eisbedingungen vorliegen. Gemeinsam ist beiden Punkten, dass die atmosphärische und ozeanische Schubspannung die beiden wichtigsten Terme in der Impulsgleichung bei Zyklonendurchgang darstellen. Unterschiede bestehen hingegen bei internen Kräften und der Corioliskraft: Im Falle der inneren Arktis sorgt dickes, kompaktes Eis (Flächenmittel über die gesamte Zyklonenzugbahn ist 98 %, 3,73 m) für ein Ansteigen der internen Kräfte bei Zyklonendurchgang. Die Corioliskraft als Körperkraft trägt ebenfalls nennenswert zur Impulsgleichung bei. In der Framstraße hingegen sind Eiskonzentration (80 %) und -dicke (0,1 m) deutlich geringer. Bei dieser niedrigen Eiskonzentration sind die internen Kräfte vernachlässigbar. Die geringe Eisdicke bedeutet, dass das Eisvolumen und damit die Eismasse gering ist. Als Folge dessen ist auch der Beitrag der Corioliskraft klein.

3.3.2 Änderung der Eiskonzentration

Die Eiskonzentration wird, wie bereits aufgezeigt, durch zwei Prozesse dynamisch verändert. Bei diesen Prozessen handelt es sich um die Divergenz des Transportes der Eiskonzentration und um die Rinnenbildung durch Scherdeformation. Die Divergenz des Transportes der Eiskonzentration lässt sich nach der Produktregel

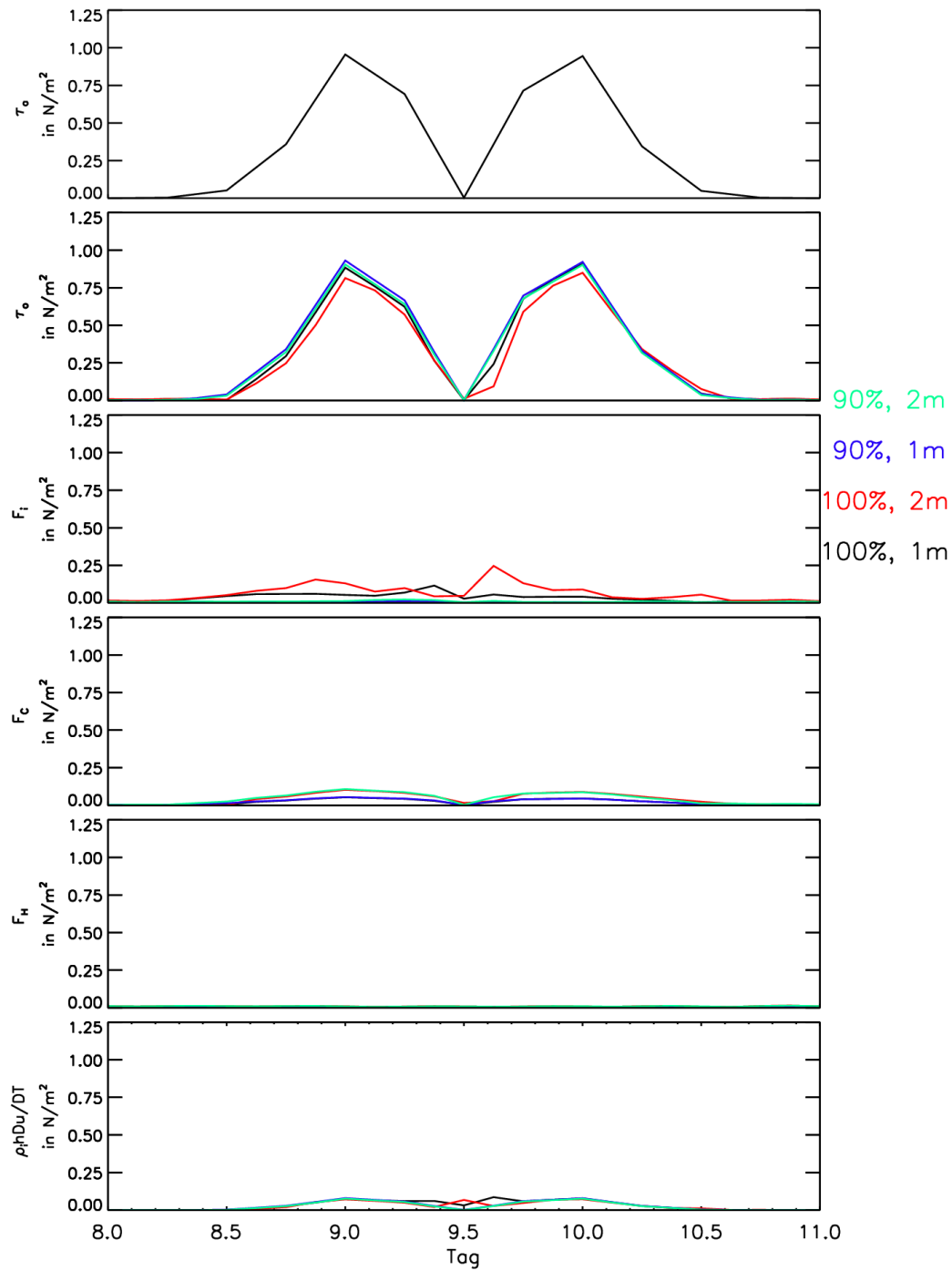


Abbildung 3.6: Zeitreihen der Beträge der Kräfte wie in Abbildung 3.5, für den Punkt P_Z , bei unterschiedlichen Eiskonzentrationen und Eisdicken (Experimente 17, 16, 9, 8).

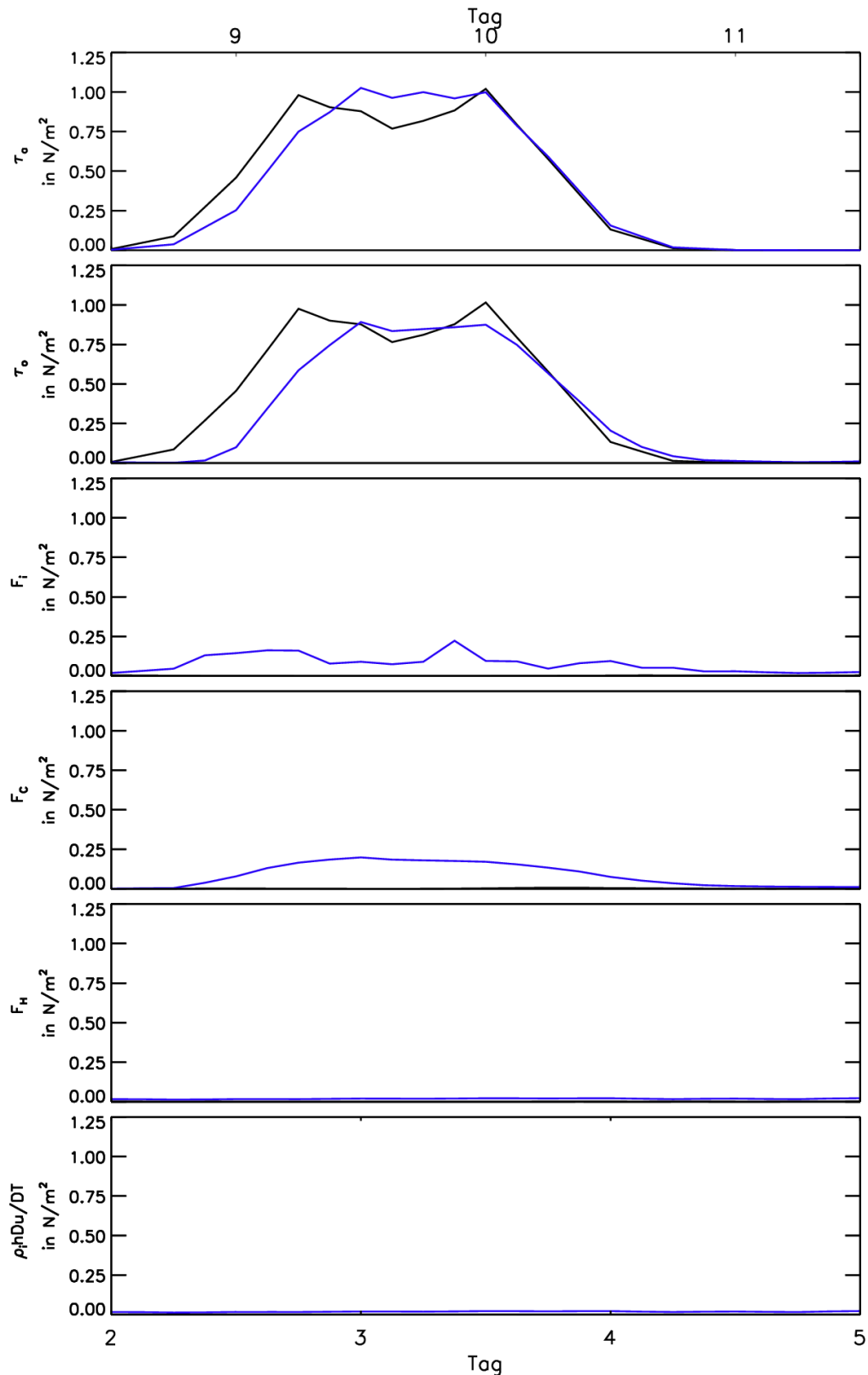


Abbildung 3.7: Zeitreihen der Beträge der Kräfte wie in Abbildung 3.5, für die linksseitigen Punkte P_L in der inneren Arktis (blau, obere Zeitskala) und $P_{L,FS}$ in der Framstraße (schwarz, untere Zeitskala) in Experiment 1 mit Jan06-Startbedingungen.

weiter aufteilen:

$$\nabla \cdot (\vec{u}A) = A(\nabla \cdot \vec{u}) + \vec{u} \cdot \nabla A. \quad (3.3)$$

Dabei entspricht der erste Term auf der rechten Seite der Änderung der Eiskonzentration durch divergente Eisdrift und der zweite Term der Änderung der Eiskonzentration durch Advektion. Damit lässt sich Gleichung 2.1 unter Vernachlässigung der thermodynamischen Änderungen in Gleichung 2.40 schreiben als

$$\frac{\partial A}{\partial t} = -A(\nabla \cdot \vec{u}) - \vec{u} \cdot \nabla A - D_A \quad (3.4)$$

Die dynamische Änderung der Eiskonzentration ergibt sich aus der Summe der Änderungsraten aufgrund einer divergenten Eisdrift, aufgrund der Advektion eines Gradienten in der Eiskonzentration und aufgrund der Rinnenbildung infolge von Scherdeformation.

Fall 1: Abhängigkeit der Änderung der Eiskonzentration von der Position innerhalb der Zyklone

Für einen Lauf ohne thermodynamisches Eiswachstum (Lauf 9, $A_0 = 100\%$, $h_0 = 2\text{ m}$) sind verschiedene Größen in Abbildung 3.8 dargestellt. Die Abbildung ist eine Momentanaufnahme des Zeitpunkts, an dem sich die Zyklone über P_Z befindet.

In der oberen Zeile sind von links nach rechts die Eisdriftgeschwindigkeit, die Divergenz (Gleichung 2.14) der Eisdrift und der Betrag der internen Kräfte F_{int} dargestellt. In der Momentanaufnahme der Eisdriftgeschwindigkeit ist die Struktur der Zyklone deutlich zu erkennen. Die maximale Geschwindigkeit liegt bei knapp $0,45\text{ m/s}$. Die Geschwindigkeitsverteilung ist nicht radialsymmetrisch: Auf der in Zugrichtung linken Seite der Zyklone treten höhere Geschwindigkeiten auf als auf der rechten Seite ($0,45\text{ m/s}$ gegenüber $0,40\text{ m/s}$). Die höchsten Eisdriftgeschwindigkeiten treten im linken vorderen Starkwindbereich der Zyklone auf. Der Grund hierfür sind die größeren internen Kräfte auf der rechten Zyklonenseite, wie bereits in Abschnitt 3.3.1 beschrieben. Das Geschwindigkeitsfeld der Eisdrift ist im Zentrum der Zyklone divergent. Hier liegt auch der Bereich der höchsten Divergenz. Ebenfalls divergent ist ein schmaler Bereich, der am Vorderrand der Zyklone liegt. Ansonsten ist die Eisdrift im wesentlichen, insbesondere auf der rückwärtigen Seite der Zyklone, konvergent. Die internen Kräfte nehmen mit zunehmender Entfernung vom Kern der Zyklone ab. Der Bereich sehr geringer interner Kräfte links der Zugbahn tritt deutlich hervor.

In der zweiten Zeile von Abbildung 3.8 sind die Gesamtdeformation der Eisdrift nach Gleichung (2.16), der Deformationswinkel Θ nach Gleichung (2.17) und die durch Scherung der Eisdrift verursachte Erzeugung offenen Wassers (Gleichung 2.41) dargestellt. Die stärkste Deformation des Eisdriftfeldes erfolgt auf der rechten Zyklonenvorderseite. Im Bereich um den Kern ist die Deformation geringer als im restlichen Bereich. Der Deformationswinkel Θ liegt für den überwiegenden Teil des Zyklonengebiets zwischen 80° und 100° . $\Theta = 90^\circ$ bedeutet divergenzfreie Scherung, das heißt, dass Divergenz beziehungsweise Konvergenz im Fall der Zyklone nur kleine Beiträge zur gesamten Deformation liefern. Die Rinnenbildungsrate

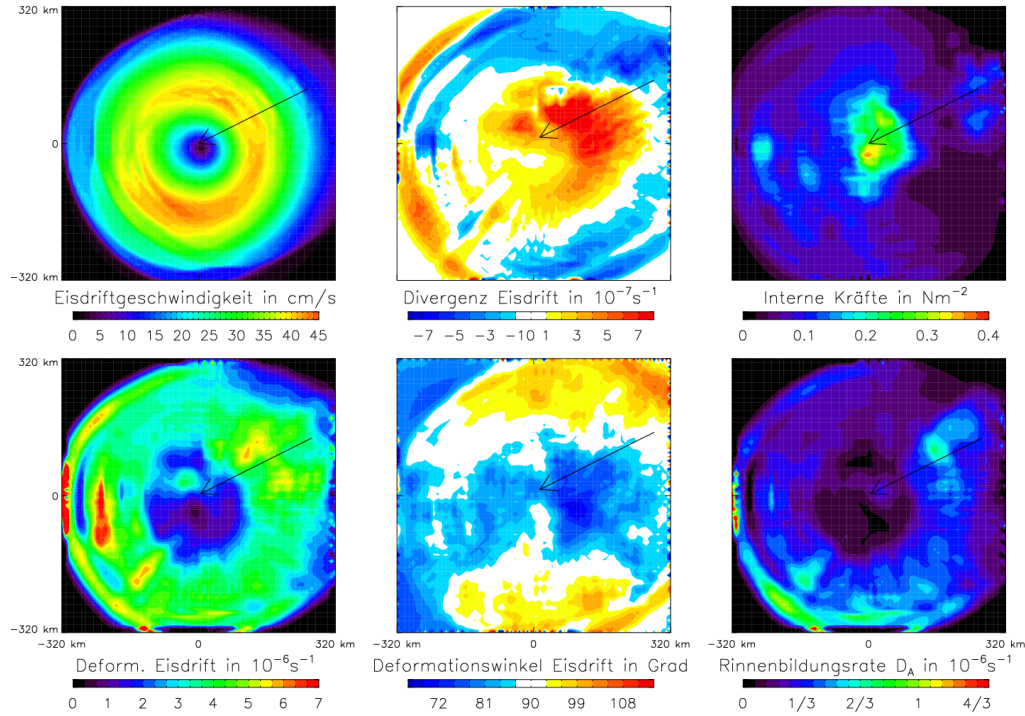


Abbildung 3.8: Momentanaufnahme am Punkt P_Z aus Lauf 9 ($h_0 = 2$ m, $A_0 = 100\%$). Obere Zeile von links nach rechts: Eisdriftgeschwindigkeit, Divergenz der Eisdrift und interne Kräfte. Untere Zeile von links nach rechts: Gesamtdeformation der Eisdrift, Deformationswinkel und Rinnenbildungsrate. Der schwarze Pfeil gibt die Zugrichtung der Zyklone an.

D_A ist im Kern der Zyklone sehr gering. Es finden sich zwei Maxima, zum einen an der Vorderseite der Zyklone, zum anderen im hinteren rechten Bereich der Zyklone².

Fall 2: Abhängigkeit der Änderung der Eiskonzentration von der anfänglichen Eiskonzentration und Eisdicke

Die Änderung der Eiskonzentration ist in hohem Maße von der anfänglichen Eiskonzentration und Eisdicke abhängig. Dies ist in Abbildung 3.9 für verschiedene Kombinationen gezeigt. Die Umverteilung der Eiskonzentration durch eine divergente Eisdrift (linke Spalte) ist in allen vier Fällen von Bedeutung. Mit wachsender Eiskonzentration und wachsender Eisdicke nimmt auch die Änderungsrate der Eiskonzentration zu. Der Einfluss durch einen Eiskonzentrationsgradienten (zweite Spalte von links) ist deutlich geringer³. Die Rinnenbildung aufgrund von Scher-

²Eine Rinnenbildungsrate von 10^{-6}s^{-1} über eine Dauer von 3 h bedeutet eine Verringerung der Eiskonzentration um 1,08 Prozentpunkte.

³Ein Gradient in der Eiskonzentration kommt in den Simulationen mit konstanter initialer Eiskonzentration überhaupt nur dadurch zustande, dass Scherung lokal unterschiedliche Eiskonzentrationen erzeugt.

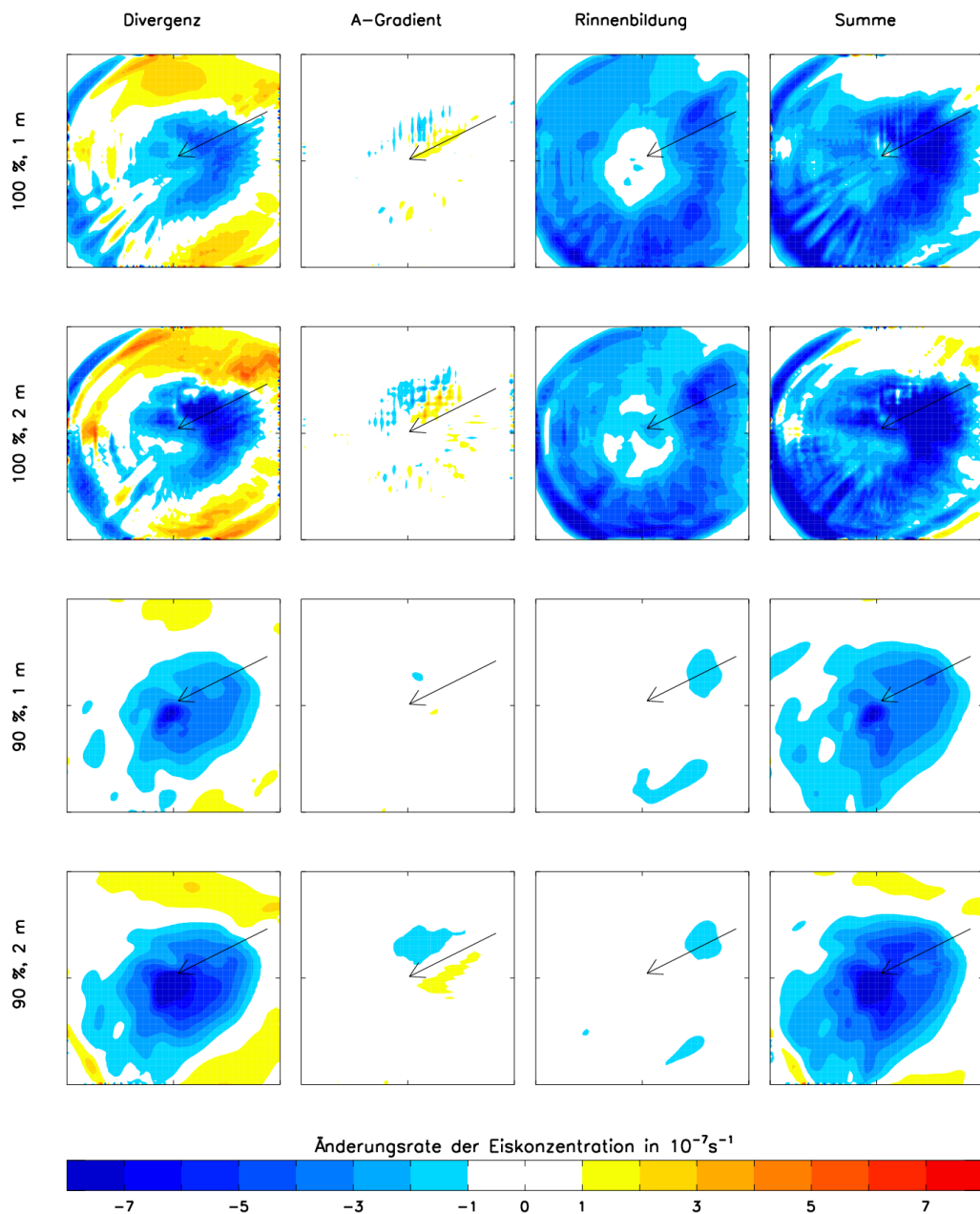


Abbildung 3.9: Momentaufnahme der Änderungsrate der Eiskonzentration. Von links nach rechts: Änderung durch Divergenz, durch Advektion eines Eiskonzentrations-Gradienten, durch Rinnenbildung und dynamische Gesamtänderungsrate. Von oben nach unten sind die Experimente 8, 9, 16 und 17 dargestellt, jeweils zum Zeitpunkt, an dem die Zyklone über P_Z positioniert ist.

deformation führt zu einer erheblichen Eiskonzentrationsreduzierung, solange die Eisdecke kompakt ist, d. h., solange, die Eiskonzentration 100 % beträgt (dritte Spalte von links). Bei der 90 %-Eiskonzentration ist die Reduzierung fast null. Dies ist auf den Ansatz in Gleichung 2.41 zurückzuführen. In diesem Ansatz geht der Flächenanteil offenen Wassers ($= 1 - A$) exponentiell ein, so dass hier alleine der Unterschied zwischen 90 % und 100 % Eiskonzentration zu einem Faktor Sieben in der Rinnenbildungsrate führt. Der restliche Term vor der Exponential-Funktion hat in allen vier untersuchten Läufen die gleiche Größenordnung. Sein Flächenmittel beträgt zwischen $4,8 \cdot 10^{-8} \text{s}^{-1}$ und $5,5 \cdot 10^{-8} \text{s}^{-1}$. Daher ergibt sich eine etwa siebenfach höhere Rinnenbildungsrate bei 100 % Eiskonzentration. In der rechten Spalte der Abbildung 3.9 ist die lokale Änderungsrate der Eiskonzentration als Summe von Divergenz, Advektion und Rinnenbildung dargestellt. Hier zeigt sich wiederum, dass die Rinnenbildung den wesentlichen Unterschied zwischen den untersuchten Modellexperimenten darstellt. Insgesamt ist die Gewichtung der einzelnen Prozesse abhängig von der Eiskonzentration. Die Eisdicke beeinflusst hauptsächlich die Änderung durch divergente Eisdrift (Tabelle 3.2).

A_0 in %	h_0 in m	Divergente Eisdrift	Advektion eines Gradienten in A	Rinnenbildung durch Scherdeformation
100	1	4,1	1,5	2,6
100	2	7,2	1,9	2,7
90	1	1,2	0,3	0,6
90	2	2,0	0,3	0,5

Tabelle 3.2: Flächenmittel der Änderungsraten der Eiskonzentration im Gebiet der Zyklone durch divergente Eisdrift, durch Advektion eines Gradienten in der Eiskonzentration und durch Rinnenbildung, angegeben jeweils in 10^{-7}s^{-1} .

3.3.3 Wirkung einer Zyklone auf Eiskonzentration und Eisdicke

Fall 1: Eiskonzentration und Eisdicke in Abhängigkeit der Position innerhalb der Zyklone

Die Eiskonzentration wird in Experiment 9 während des Zyklonendurchgangs um bis zu 9 Prozentpunkte reduziert (Abbildung 3.10). Der stärkste Rückgang erfolgt im Zentrum der Zyklone, bei P_Z . Auf der rechten Seite ist der Rückgang größer als auf der linken Seite, was an der höheren Rinnenbildungsrate liegt. Die Eisdicke h ist nach dem Zyklonendurchgang um 3 – 7 cm verringert. Während des Durchgangs nimmt die Eisdicke auf der linken Seite zeitweise zu. Die effektive mittlere Eisdicke h_{eff} nimmt an allen drei Punkten um bis zu 9 cm ($= 4,5 \%$) zu. Insgesamt zeigt die Veränderung von Eiskonzentration und Eisdicke, dass die unterschiedlichen Windverhältnisse innerhalb der symmetrischen Zyklone zu verschiedenen Reaktionen des Meereises führen. Der Verlauf von Eiskonzentration und Eisdicke hängt, wie

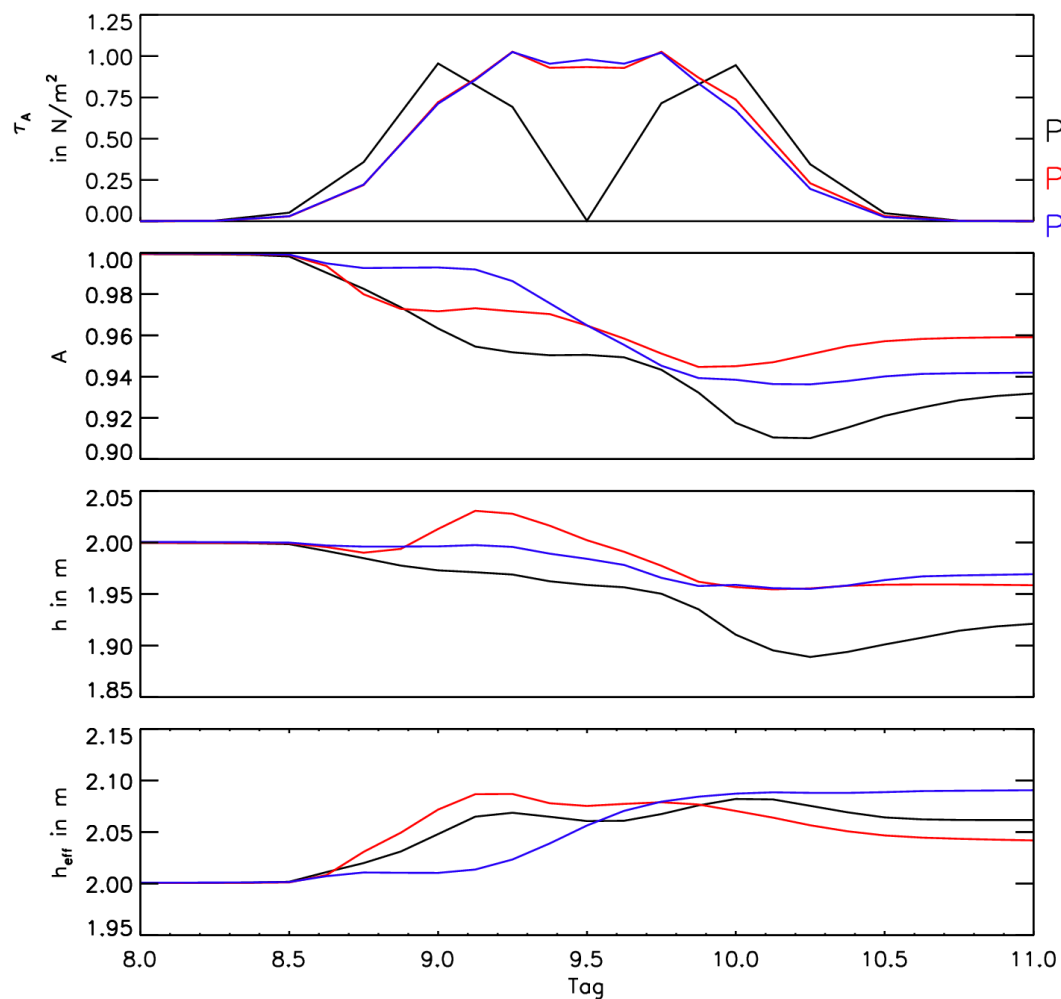


Abbildung 3.10: Von oben nach unten: Zeitreihen der Windschubspannung und der Änderung von Eiskonzentration A , Eisdicke h und effektiver mittlerer Eisdicke h_{eff} für die Punkte P_Z , P_L und P_R (Experiment 9).

bereits gezeigt, von der Position relativ zur Zyklone ab. Insbesondere besteht ein Unterschied in der Wirkung auf der linken und der rechten Seite der Zyklone.

Fall 2: Änderung der Eiskonzentration und Eisdicke in Abhängigkeit der anfänglichen Eiskonzentration und Eisdicke

Beim Verlauf der Eiskonzentration am Punkt P_Z in den Experimenten 8, 9, 16 und 17 in Abbildung 3.11 fällt auf, dass sich die Eiskonzentration in den beiden 90 %-Läufen während der ersten Hälfte des Zyklonenzeitraums kaum verringert (von 90 % auf ca. 88 %). Im Vergleich dazu wird die Eiskonzentration in den 100 %-Läufen deutlich stärker, von 100 % auf 95 %, reduziert.

Die Änderung der Eisdicke (Abbildung 3.11) setzt im Wesentlichen erst während der zweiten Hälfte des Zyklonendurchzugs ein. Die 2 m dicke Eisschicht ist hier stärker betroffen als die 1 m dicke Eisschicht. Dies ist dadurch zu erklären, dass die Eisdrift unabhängig von der Eisdicke etwa die gleichen Werte annimmt und daher bei dickem Eis und einer divergenten Eisdrift ein stärkerer Eisexport aus einer Gitterzelle heraus auftritt. Die 90 %-Fälle weisen einen höheren Eisdickenrückgang auf als die 100 %-Fälle. Die effektive mittlere Eisdicke $h_{\text{eff}} = h/A$ nimmt besonders in den 100 %-Fällen zu, da in diesen Simulationen die Eiskonzentration A stärker reduziert wird als in den 90 %-Fällen.

Fall 3: Einfluss der geographischen Lage auf die Kräfte: Zentrale Arktis im Vergleich zur Framstraße

Die Änderung der Eiskonzentration in der Framstraße liegt deutlich über den Werten in der zentralen Arktis: Bis zu 30 Prozentpunkte wird die Eiskonzentration reduziert, gegenüber nur wenigen Prozentpunkten in der zentralen Arktis (Abbildung 3.12). Dies ist vor allem durch die lokalen Eiskonzentrationsgradienten erklärbar, die in der Nähe des Eisrandes hohe Werte erreichen. Insgesamt ist auch der Verlauf der mittleren und der effektiven mittleren Eisdicke geprägt von der Advektion von Eismassen in der zweiten Hälfte des Zyklonendurchzugs.

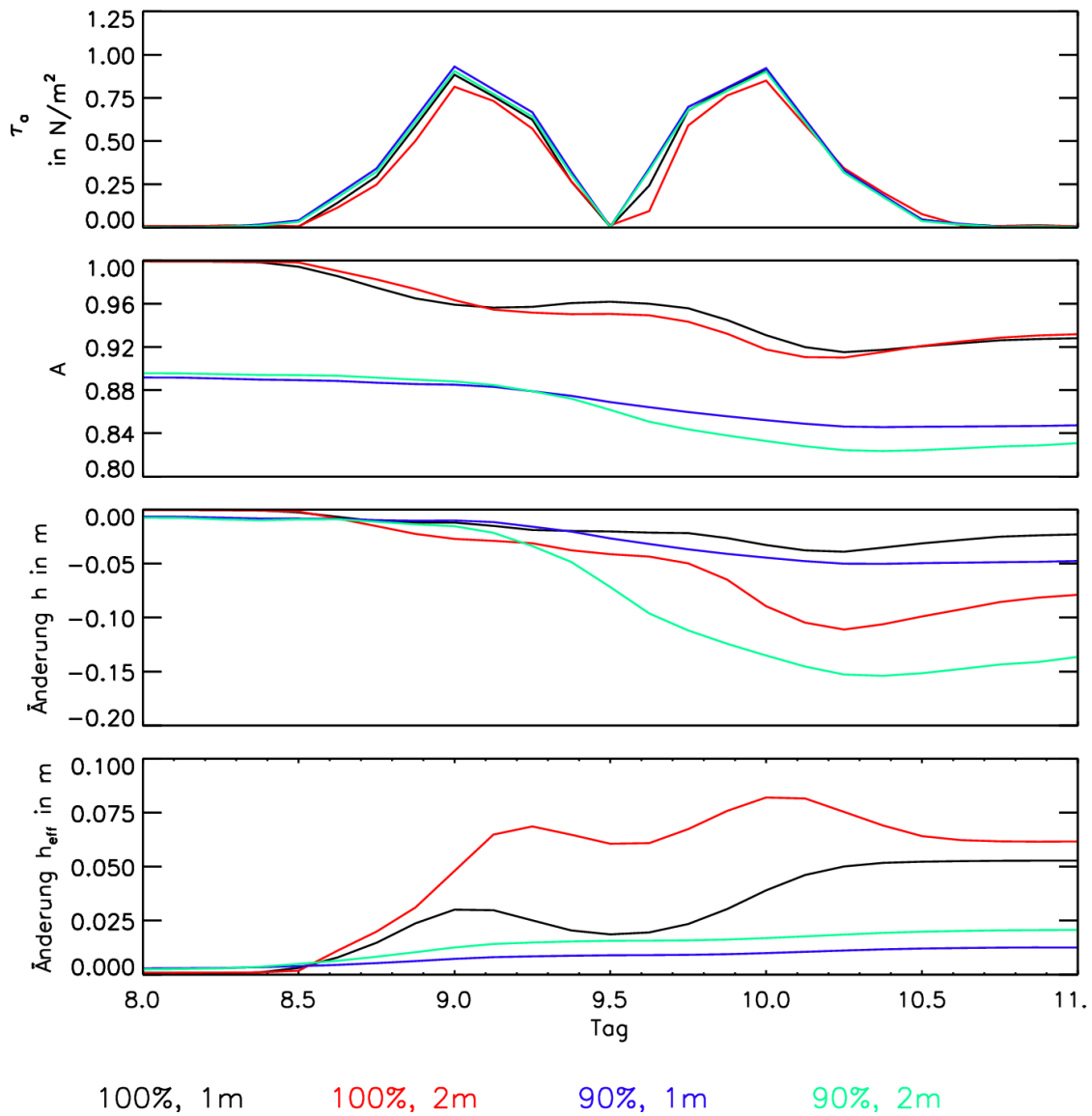


Abbildung 3.11: Wie Abbildung 3.10, für verschiedene Eiskonzentrationen und Eisdicken für den Punkt P_Z (Experiment 17, 16, 9, 8).

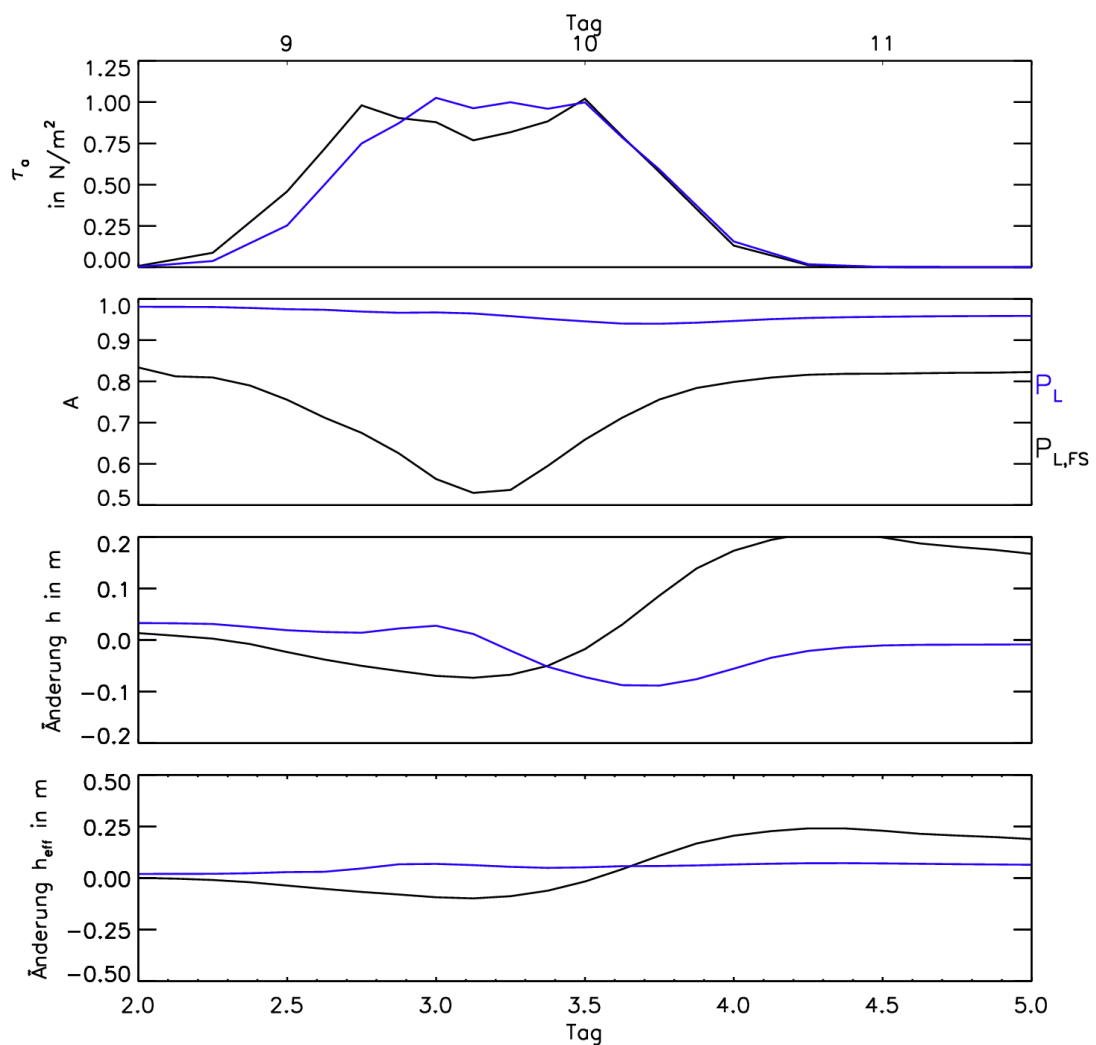


Abbildung 3.12: Wie Abbildung 3.10, für die linksseitig gelegenen Punkte P_L in der inneren Arktis (blau, obere Zeitskala) und $P_{L,FS}$ in der Framstraße (schwarz, untere Zeitskala). Berechnung aus Experiment 1 mit Jan06-Startbedingungen.

3.4 Maßzahlen für einen Vergleich

Für einen kompakten, quantitativen Vergleich der Zyklonenwirkung zwischen den verschiedenen Sensitivitätsexperimenten werden hier zwei Maßzahlen eingeführt: Es wird die Änderung der Eiskonzentration in einem mit der Zyklone bewegten Koordinatensystem ermittelt. Dazu werden alle Zeitpunkte berücksichtigt, an denen sich der Kern der Zyklone in der zentralen Arktis befindet⁴. Für jeden dieser Zeitpunkte wird ein mitbewegtes Koordinatensystem über dem Kern der Zyklone zentriert und die Änderung der Eiskonzentration im Vergleich zum Referenzlauf im Bereich der Zyklone ermittelt. Auf diese Weise erhält man die mittlere Änderung der Eiskonzentration \tilde{A} durch die Zyklone, die ein mitbewegter Beobachter sehen würde. Es handelt sich dabei nicht um eine Änderung *pro Zeit*, sondern um eine unmittelbare Änderung der Eiskonzentration durch die Zyklone. Da sich die Zyklone fortbewegt, ist der vordere Teil gerade erst unter den Einfluss des Zyklonenwindfeldes geraten, während der rückwärts gewandte Teil schon längere Zeit unter dem Einfluss steht. Ein Beispiel zeigt Abbildung 3.13.

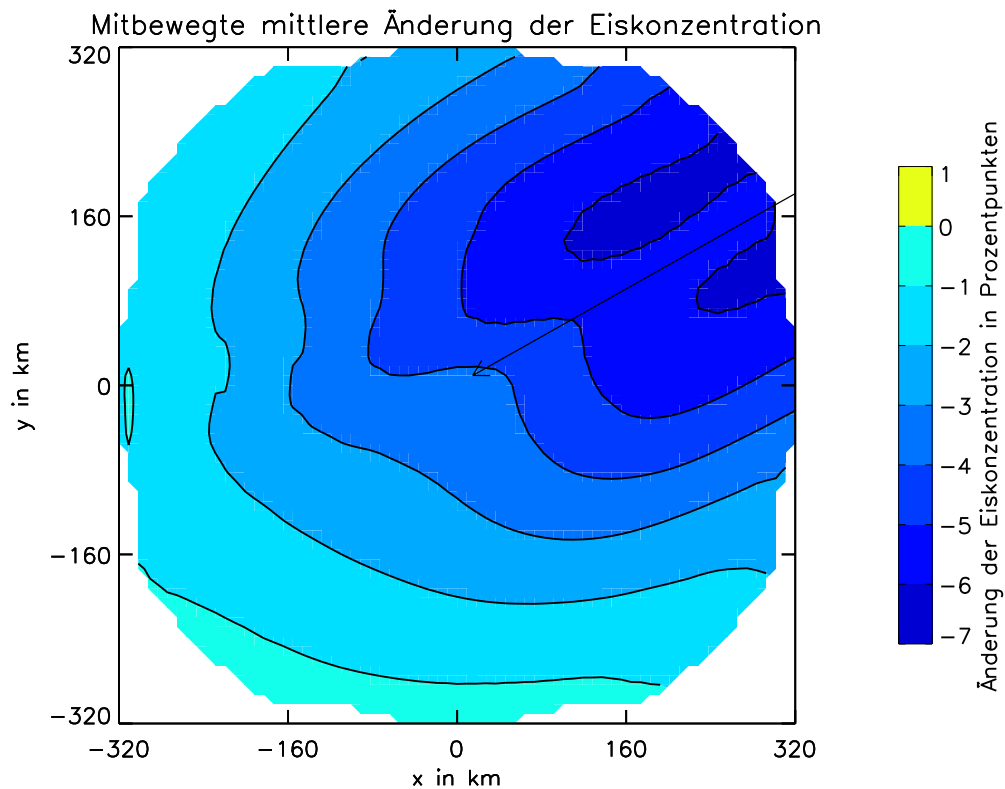


Abbildung 3.13: Änderung der Eiskonzentration \tilde{A} in einem mitbewegten Koordinatensystem. Dargestellt ist Experiment 14, die Anzahl der berücksichtigten Zeitschritte ist 39.

Aus der gemittelten Änderung der Eiskonzentration werden zwei Kennzahlen er-

⁴Hier definiert als der Bereich der Zugbahn zwischen 85° N 0° O und 80° N 180° O.

mittelt: \bar{R} ist die mittlere Eiskonzentrations-Reduktion und kennzeichnet die mittlere Änderung der Eiskonzentration über die gesamte Zyklonenfläche.

$$\bar{R} = -\frac{1}{F} \int_F \tilde{A} dF. \quad (3.5)$$

\bar{R} ist bei Eiskonzentrationsabnahme positiv. Die maximale Eiskonzentrations-Reduktion R_{\max} gibt innerhalb der Zyklonenfläche den maximalen Rückgang der Eiskonzentration an, was gleichbedeutend ist mit dem maximalen Zuwachs der Fläche offenen Wassers ($R_{\max} \geq 0$).

$$R_{\max} = \max(-\tilde{A}). \quad (3.6)$$

3.5 Variation der Zyklonenparameter

3.5.1 Variation der Druckdifferenz zwischen Kern und Zyklonenumgebung

In den Experimenten 1, 4, 5 und 6 sind Zyklonen vorgegeben, die sich in der Druckdifferenz zwischen Kerndruck und Umgebungsdruck unterscheiden. Zwischen der Druckdifferenz vom Kern zur Umgebung und der daraus resultierenden Windgeschwindigkeit besteht nach Gleichung 3.2 ein proportionaler Zusammenhang. Auch die Divergenz/Konvergenz des Windfeldes ist proportional zur Druckdifferenz.

Ähnliches gilt für die resultierende Eisdrift. Diese ist ebenfalls um so stärker divergent/konvergent, je stärker der Windantrieb ist, wobei allerdings, wie auch schon nach dem quadratischen Ansatz für die atmosphärische Schubspannung (Gleichung 2.5) erkennbar ist, die Divergenzverteilung der Eisdrift nicht linear zur Druckdifferenz ist (Abbildung 3.14).

Tabelle 3.3 zeigt die für diese Simulationen ermittelten Kennzahlen für die mittlere Eiskonzentrations-Reduktion \bar{R} und die maximale Eiskonzentrations-Reduktion R_{\max} . Diese Simulationen zeigen, dass eine höhere Druckdifferenz zu einer stärkeren Abnahme in der Eiskonzentration führt. Interessant ist, dass bei der Zyklone mit geringster Druckdifferenz eine Zunahme der Eiskonzentration zu beobachten ist. Daher sind in Abbildung 3.14 neben der Divergenz der Eisdrift und der die Eiskonzentration reduzierenden Rinnenbildungsrate aufgrund von Scherung auch das unter winterlichen Bedingungen positive thermodynamische Eiswachstum der Eisdicke dargestellt. Dieses darf nicht vernachlässigt werden, führt es doch über die Gleichung 2.40 zu einem Anwachsen der Eiskonzentration. Im Fall der schwachen

Experiment	Druckdifferenz in hPa	\bar{R} in Prozentpunkten	R_{\max} in Prozentpunkten
1	10	1,08	4,42
4	8	0,80	4,15
5	6	0,44	3,34
6	4	-0,06	1,77

Tabelle 3.3: Modellexperimente mit variierter Druckdifferenz.

Zyklone überkompensiert das thermodynamische Eiswachstum die beiden eisreduzierenden Prozesse. Die Abhängigkeit der Änderung der Eiskonzentration ist auch in Abbildung 3.15 (Mitte) dargestellt, als Momentanaufnahme an Querschnitt C nach Zyklonendurchzug.

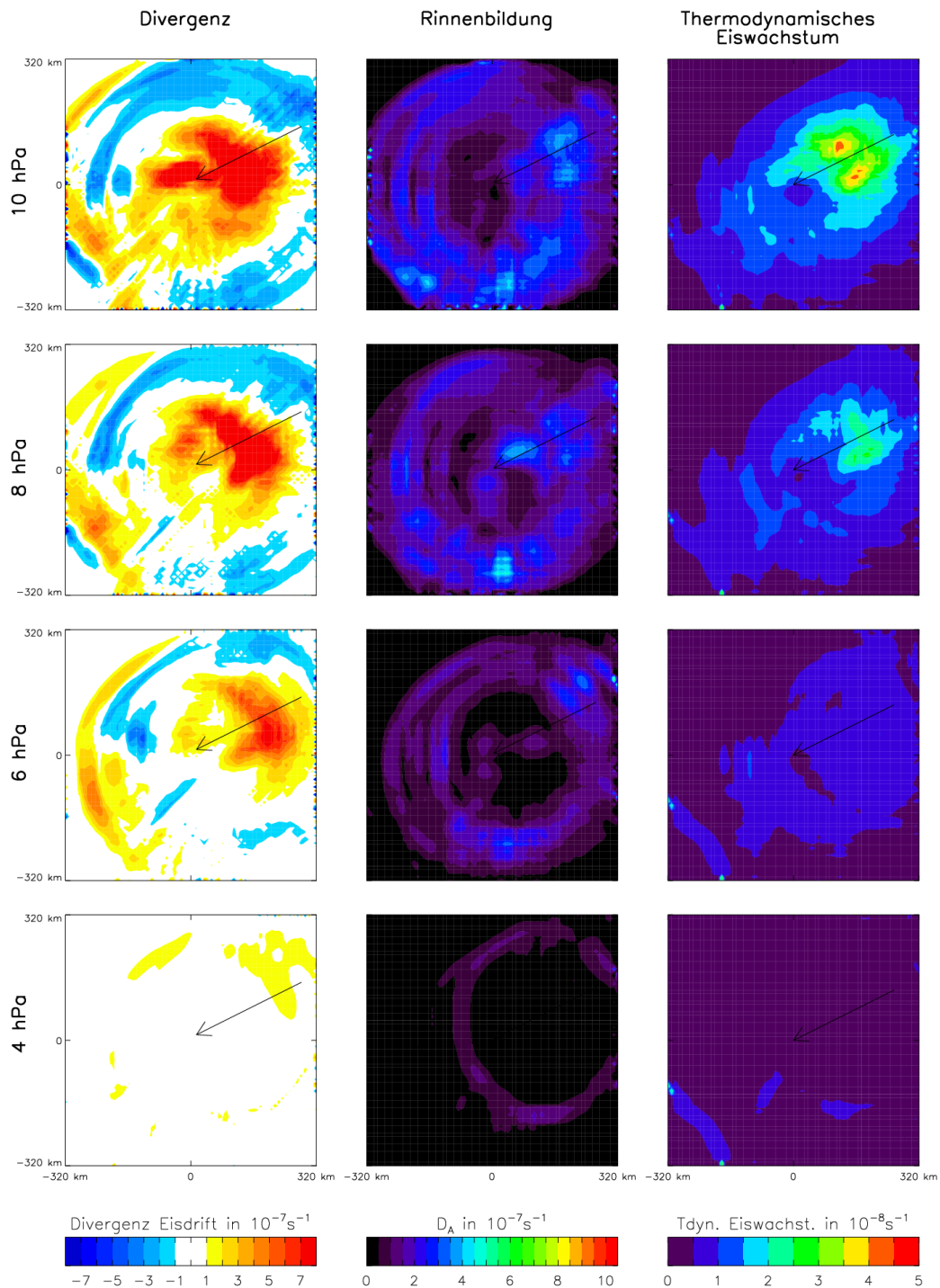


Abbildung 3.14: Von links nach rechts sind Momentanaufnahmen der Divergenz der Eisdrift, der Rinnenbildungsrate aufgrund von Scherung und des thermodynamischen Eiswachstums dargestellt. Von oben nach unten beträgt die Druckdifferenz zwischen Kern und Umgebung 10 hPa, 8 hPa, 6 hPa und 4 hPa (Experimente 1, 4, 5, 6).

3.5.2 Variation der Zyklonenzuggeschwindigkeit

Die Experimente 1, 2 und 3 unterscheiden sich nur hinsichtlich der Zyklonenzuggeschwindigkeit (340 km/d, 480 km/d, 960 km/d). Die mittlere Abnahme der Eiskonzentration \bar{R} liegt bei 1,08 Prozentpunkten, 0,70 Prozentpunkten bzw. 0,44 Prozentpunkten (Tabelle 3.4). Je langsamer sich die Zyklone verlagert, desto länger wirkt sie auf das Meereis ein und desto ausgeprägter ist die Reduktion der Eiskonzentration. Die maximale Abnahme der Eiskonzentration R_{\max} liegt bei 4,42 Prozentpunkten, 3,73 Prozentpunkten bzw. 3,36 Prozentpunkten. Auch hier gilt, dass die Reduktion der Eiskonzentration mit steigender Geschwindigkeit der Zyklone abnimmt.

Experiment	Zyklonenzuggeschwindigkeit in km/d	\bar{R} in Prozentpunkten	R_{\max} in Prozentpunkten
1	340	1,08	4,42
2	480	0,70	3,73
3	960	0,44	3,36

Tabelle 3.4: Modelleexperimente mit variiertes Zyklonenzuggeschwindigkeit.

Die Änderung der Eiskonzentration an den Querschnitten A, B, C (Lage der Querschnitte siehe Abbildung 3.2) für drei verschiedene Zyklonenzuggeschwindigkeiten zeigt Abbildung 3.15 (oben). Hierbei handelt es sich um Momentanwerte jeweils direkt nach dem Durchzug der Zyklone, bei denen numerische Effekte der Gitterauflösung noch deutlich zu erkennen sind. Es lässt sich aber auch hier feststellen, dass mit abnehmender Zyklonenzuggeschwindigkeit die Eiskonzentration stärker abnimmt. Allerdings tritt dieser Effekt nicht an allen drei Querschnitten gleichermaßen auf, bei A und B ist der Unterschied für verschiedene Zyklonenzuggeschwindigkeiten nur gering. Die maximale Eisreduktion tritt im Zentrum der langsamsten Zyklone (Experiment 1) auf und beträgt bei Querschnitt C 11 Prozentpunkte.

3.5.3 Variation des Winkels zwischen geostrophischem und 10 m-Wind $\alpha_{\text{geo} \rightarrow 10\text{m}}$

Zur Untersuchung des Einflusses des Ablenkungswinkels $\alpha_{\text{geo} \rightarrow 10\text{m}}$ dienen die Simulationen 9, 17, 20, 21, 22 und 23 (Tabelle 3.5). Es zeigt sich, dass der Winkel großen Einfluss auf die Änderung der Eiskonzentration hat. Mit zunehmendem Winkel verringert sich sowohl die mittlere Eiskonzentrationsreduktion \bar{R} als auch die maximale Eiskonzentrationsreduktion R_{\max} . Dieses gilt für beide hier verwendeten Eiskonzentrationen von 90 % und 100 %.

Die Eisdrift reagiert sehr sensibel auf den Windantrieb; mit abnehmendem Ablenkungswinkel $\alpha_{\text{geo} \rightarrow 10\text{m}}$ wird die Eisdrift immer stärker divergent im Zentrum der Zyklone

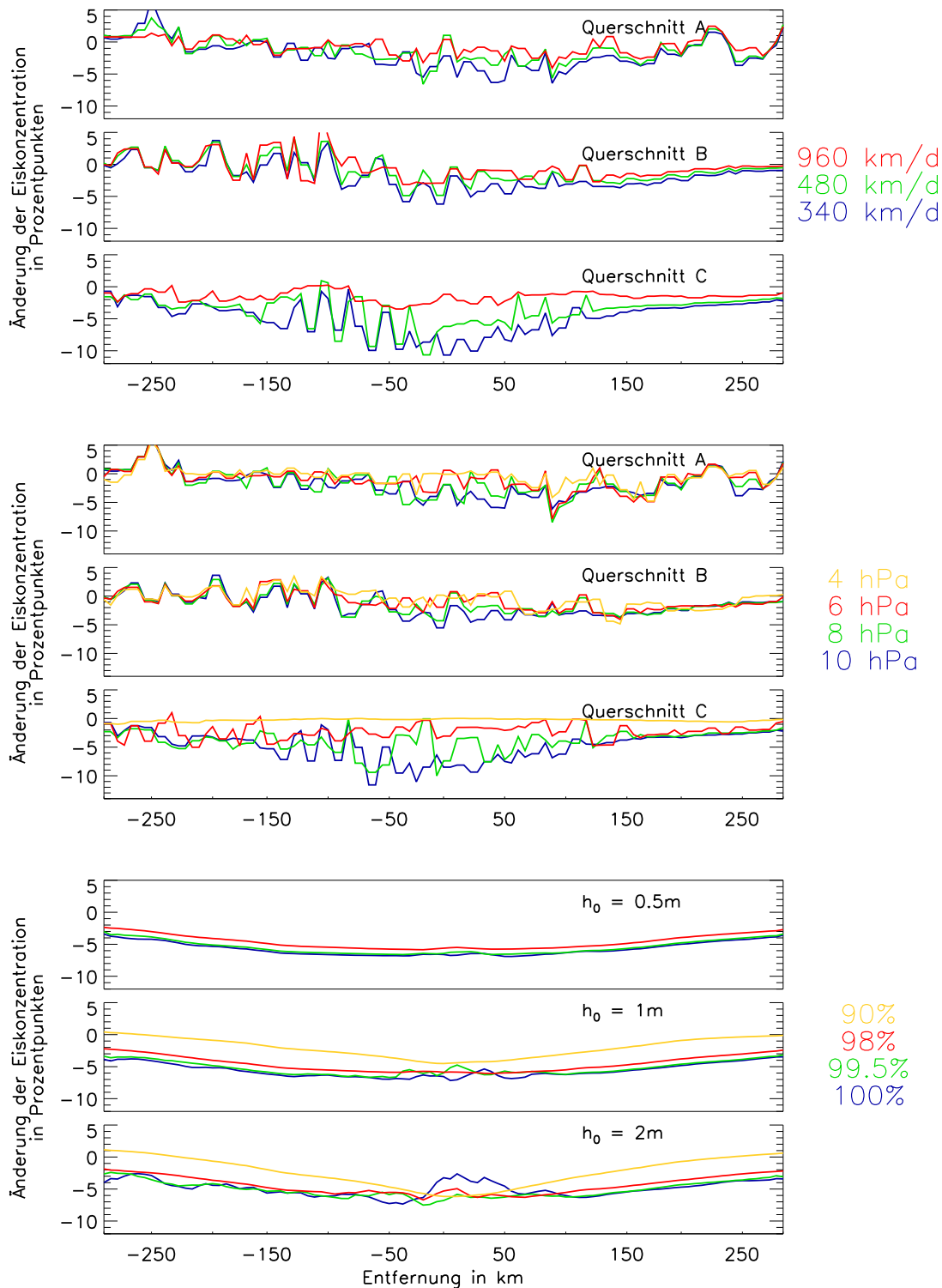


Abbildung 3.15: Änderung der Eiskonzentration nach Durchzug der Zyklone. Oben: Änderung an den Querschnitten A, B, C bei unterschiedlicher Zyklonenzuggeschwindigkeit (Exp. 1, 2, 3). Mitte: Änderung an den Querschnitten A, B, C bei unterschiedlicher Druckdifferenz Kern – Umgebung (Exp. 1, 4, 5, 6). Unten: Änderung an Querschnitt A bei verschiedenen initialen Eiskonzentrationen und Eisdicken (Exp. 7 – 17).

Experiment	A_0	h_0	$\alpha_{\text{geo} \rightarrow 10\text{m}}$	\bar{R} in Prozentpunkten	R_{max} in Prozentpunkten
22	100 %	2 m	15°	4,23	12,40
9	100 %	2 m	20°	3,81	8,49
20	100 %	2 m	30°	2,97	5,90
23	90 %	2 m	15°	2,08	10,34
17	90 %	2 m	20°	1,68	6,76
21	90 %	2 m	30°	0,88	2,49

Tabelle 3.5: Simulationen mit unterschiedlichem Ablenkwinkel $\alpha_{\text{geo} \rightarrow 10\text{m}}$.

(Abbildung 3.16). Dies liegt daran, dass das Eis aufgrund der Corioliskraft eine Rechtsablenkung relativ zum Wind erfährt. Infolgedessen beinhaltet die Eisdrift eine radial nach außen gerichtete Komponente, die um so größer ist, je kleiner der nach innen gerichtete Ablenkwinkel ist.

Der Verringerung der Eiskonzentration durch Rinnenbildung wird in geringem Maße durch den Ablenkwinkel beeinflusst. Bei kleinerem Ablenkwinkel gibt es auf der rechten Seite der Zyklone einen Bereich, in dem die Rinnenbildung besonders gering ist. Er ist aber nicht sehr ausgeprägt (Abbildung 3.16 unten rechts). Bei großem Ablenkwinkel gibt es im Zentrum der Zyklone keine Rinnen (Abbildung 3.16 oben rechts).

3.6 Variation der Ozeanströmung

Die durch die Zyklone hervorgerufene Eisdrift verursacht mittels der Schubspannung zwischen Eis und Ozean eine Änderung der Ozeanströmung. Diese wiederum wirkt auf die Eisdrift. In diesem Abschnitt wird untersucht, wie der Zykloneneinfluss auf das Meereis von der Ozeanströmung abhängt. Dazu werden neben den Simulationen mit normal gekoppeltem Ozean (\vec{u}_o) auch Simulationen (Experiment 18 und 19) durchgeführt, bei denen die Ozeanströmung konstant auf null gesetzt ist ($\vec{u}_{o,0}$). Lauf 18 unterscheidet sich von Lauf 1 nur durch die ausgeschaltete Ozeanströmung. Die Differenzen in der Eisreduktion zwischen ein- und ausgeschalteter Ozeanströmung sind gering, für \bar{R} werden 1,05 Prozentpunkte (keine Ozeanströmung) gegenüber 1,08 Prozentpunkten (normale Ozeanströmung) ermittelt, R_{max} beträgt 3,81 Prozentpunkte bzw. 4,42 Prozentpunkte (Tabelle 3.6). Ähnlich verhält es sich bei den Simulationen 7 (normale Ozeanströmung) und 19 (keine Ozeanströmung). Hier beträgt \bar{R} 4,03 Prozentpunkte bzw. 3,95 Prozentpunkte und R_{max} 6,92 Prozentpunkte bzw. 6,36 Prozentpunkte.

Die wesentliche Wirkung des Ozeans auf die Eisdrift im Fall der Zyklone besteht aus der Bremswirkung, welche in den Simulationen ohne Ozeandrift etwas stärker

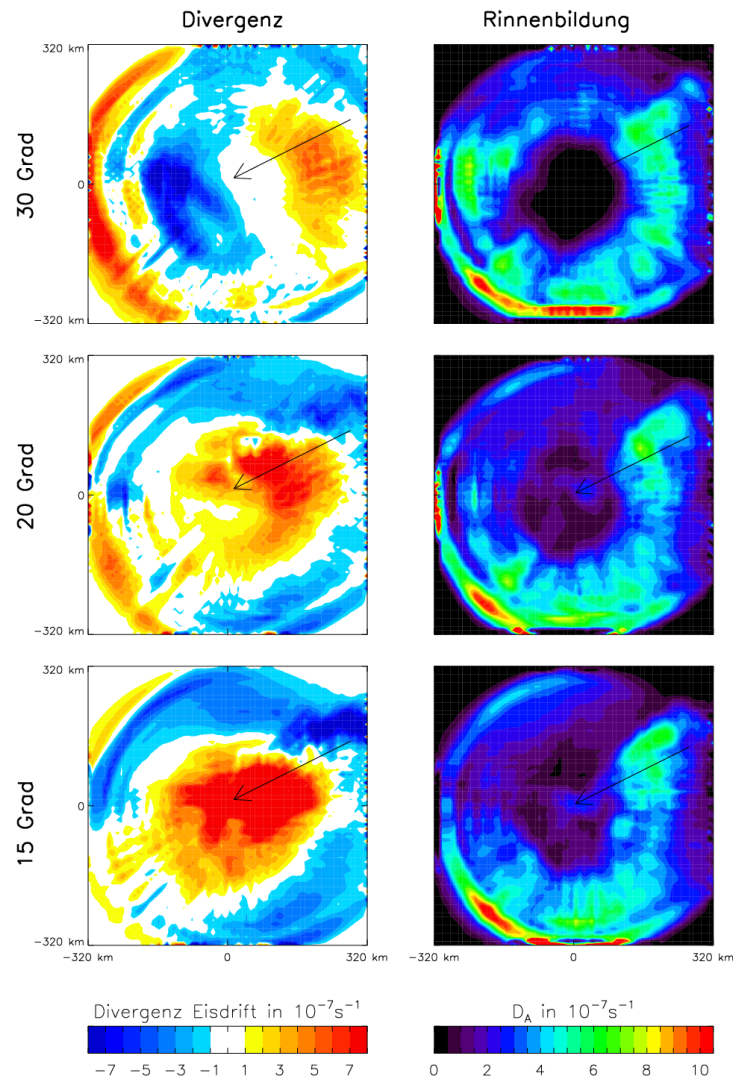


Abbildung 3.16: Momentanaufnahmen der Divergenz der Eisdrift (links) und der Rinnenbildungsrate (rechts) bei unterschiedlichen Ablenkwinkeln $\alpha_{\text{geo} \rightarrow 10\text{m}}$. Dargestellt sind die Experimente 9, 20 und 22 mit 100 % initialer Eiskonzentration und 2 m initialer Eisdicke.

Experiment	A_0	h_0	\bar{R} in Prozentp.	R_{\max} in Prozentp.	Ozeanströmung	Thermodynamik
1	Jan06	Jan06	1,08	4,42	normal	an
7	100 %	0,5 m	4,03	6,92	normal	aus
18	Jan06	Jan06	1,05	3,81	null	an
19	100 %	0,5 m	3,95	6,36	null	aus

Tabelle 3.6: Modellexperimente mit variiertes Ozeanströmung.

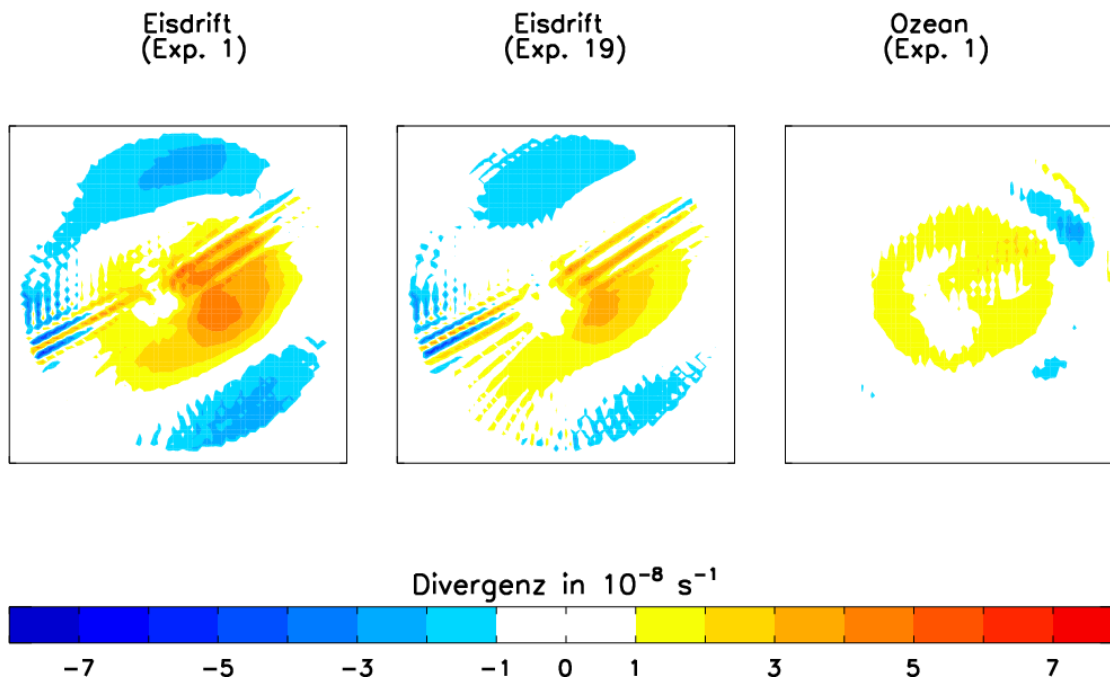


Abbildung 3.17: Links: Divergenz der Eisdrift bei normal gekoppelter Ozeanströmung (Experiment 1). Mitte: Divergenz der Eisdrift ohne Ozeanströmung (Experiment 18). Rechts: Divergenz der Ozeanströmung (Experiment 1).

ist als in den Simulationen mit normal gekoppeltem Ozean. Unterhalb des Eises bildet sich bei normal gekoppeltem Ozean im Bereich des Kerns der Zyklone eine divergente Ozeanströmung. Infolgedessen ist auch die Eisdrift stärker divergent als im Fall des angehaltenen Ozeans (Abbildung 3.17). Die geringe Auswirkung der Ozeanströmung auf die Eiskonzentrationsänderungen lassen sich damit erklären, dass sich das Eis im Bereich der Zyklone relativ zum Ozean mit hoher Geschwindigkeit bewegt, so dass $\vec{u}_i - \vec{u}_o \approx \vec{u}_i - \vec{u}_{o,0}$ gilt.

3.7 Variation der initialen Eiskonzentration und -dicke

Die vorgegebene initiale Konzentration und Dicke des Meereises bestimmen mit, in welcher Weise das Eis auf eine vorgegebene Zyklone reagiert. In Abschnitt 3.7.1 werden Kombinationen von räumlich konstanter initialer Eiskonzentration und Eisdicke für die Experimente vorgegeben. In weiteren Sensitivitätsexperimenten werden anfängliche Eiskonzentration und Eisdicke so vorgegeben, dass sie die jahreszeitlichen Variationen des Eises repräsentieren (Abschnitt 3.7.2).

3.7.1 Variation konstanter initialer Eisbedingungen

Für die entsprechenden Sensitivitätsläufe wurden initiale Eiskonzentrationen A_0 von 90 %, 98 %, 99,5 % und 100 % sowie initiale Eisdicken h_0 von 0,5 m, 1 m und 2 m vorgegeben. Eine Anforderung an die Simulation mit konstanten Bedingungen ist es, die Eiskonzentration und Eisdicke über die ganze Simulation konstant zu halten, solange die Zyklone dort noch nicht gewirkt hat. Zwar sind in allen Simulationen die turbulenten Wärmeflüsse außerhalb der Zyklone null, da dort kein Wind herrscht. Allerdings würde alleine aufgrund der Strahlungsflüsse die Eisdicke im Laufe der Simulation zunehmen und sich eine geschlossene Eisdecke bilden. Somit wären die einzelnen Experimente nicht mehr miteinander vergleichbar. Beispielsweise würde bei einer Simulation mit einem A_0 von 90% die Eiskonzentration im Laufe eines Modellexperiments über mehrere Tage auf über 95 % zum Ende eines Experiments steigen. Daher wurde für diese Sensitivitätsexperimente die thermodynamische Änderung von A und h ausgeschaltet.

Die mittlere Eiskonzentrations-Reduktion \bar{R} steigt mit zunehmender anfänglicher Eiskonzentration A_0 (Tabelle 3.7). Eine klare Abhängigkeit zwischen \bar{R} und der anfänglichen Eisdicke h_0 ist nicht zu erkennen.

	90 %	98 %	99,5 %	100 %
0,5 m	-	3,23	3,85	4,03
1 m	1,35	3,32	3,81	3,96
2 m	1,68	3,34	3,71	3,81

Tabelle 3.7: Mittlere Eisreduktion \bar{R} in Abhängigkeit von der anfänglichen Eiskonzentration und Eisdicke.

Die maximale Eiskonzentrations-Reduktion R_{\max} scheint im Allgemeinen mit zunehmender Eiskonzentration A_0 zu steigen (Tabelle 3.8). Auch mit zunehmender Eisdicke steigt R_{\max} .

Abbildung 3.15 (unten) zeigt die Änderung der Eiskonzentration beim Querschnitt A

	90 %	98 %	99.5 %	100 %
0,5 m	-	5,92	6,69	6,92
1 m	4,53	6,39	7,20	7,35
2 m	6,76	7,91	8,85	8,49

Tabelle 3.8: Maximale Eiskonzentrations-Reduktion R_{\max} in Abhängigkeit von der anfänglichen Eiskonzentration und Eisdicke.

direkt nach dem Zyklonendurchzug. Während bei einer anfänglichen Eisdicke von 0,5 m die Änderung der Eiskonzentration bei allen unterschiedlichen anfänglichen Eiskonzentration ähnlich verläuft, ist dies bei zunehmender Eisdicke nicht mehr der Fall.

3.7.2 Wirkung der Zyklone zu verschiedenen Jahreszeiten

Eiskonzentration und Eisdicke in der zentralen Arktis unterliegen einem deutlich ausgeprägten Jahresgang. Um zu untersuchen, wie der Einfluss einer Zyklone auf die Eiskonzentration und Eisdicke im Laufe eines Jahres variiert, wurde das Jahr 2006 komplett zur Erzeugung der Initialdaten simuliert (s. Abschnitt 3.1.2). Ab dem 28. 1. 2006 wurden im Abstand von 40 Tagen die Zustände von Eis und Ozean als Initialwerte für insgesamt neun Sensitivitätsläufe verwendet. Bei der Ermittlung der Werte von \bar{R} und R_{\max} ist zu berücksichtigen, dass der Eisrand in den Sommermonaten im Vergleich zum Winter deutlich weiter im Norden liegt. Daher ist das Gebiet, welches für die Bestimmung der Maßzahlen gewählt wird, im Fall des Jahresgangs so verkleinert, dass auch im Sommer alle Gitterzellen Meereis enthalten.

Die mittlere Eiskonzentration im Untersuchungsgebiet der Zyklonenzugbahn in der Simulation des Jahres 2006 liegt bei 98 % im März und bei 59 % im August (Abbildung 3.18). Die mittlere Eisdicke beträgt bis zu 3,6 m im Mai/Juni und 1,7 m im September/Okttober (Abbildung 3.19).

Je höher die Eiskonzentration ist, desto stärker wird sie durch die Zyklone reduziert (Abbildung 3.18). Dies steht in Übereinstimmung mit Abschnitt 3.7.1. Die größte Reduktion \bar{R} tritt im März auf, sie beträgt 2,3 Prozentpunkte. R_{\max} zeigt einen ähnlichen Jahresgang wie \bar{R} , wobei hier die größte Reduktion erst im Mai/Juni erreicht wird (8,3 Prozentpunkte).

Ebenso, wie für die Eiskonzentration die mittlere und die größte Reduktion berechnet werden kann, kann dies auch für die Eisdicke geschehen. Für die Änderung der Eisdicke (Abbildung 3.19) gilt: Die größte mittlere Reduktion von 7 cm tritt im Juli auf, wenn das Eis mit knapp 3 m noch relativ dick ist, aber schnelle Eisdickenabnahme erfolgt. Die maximale Eisdickenreduktion erreicht Werte von 30 cm Ende Mai bis Mitte Juli und 10 cm Ende September.

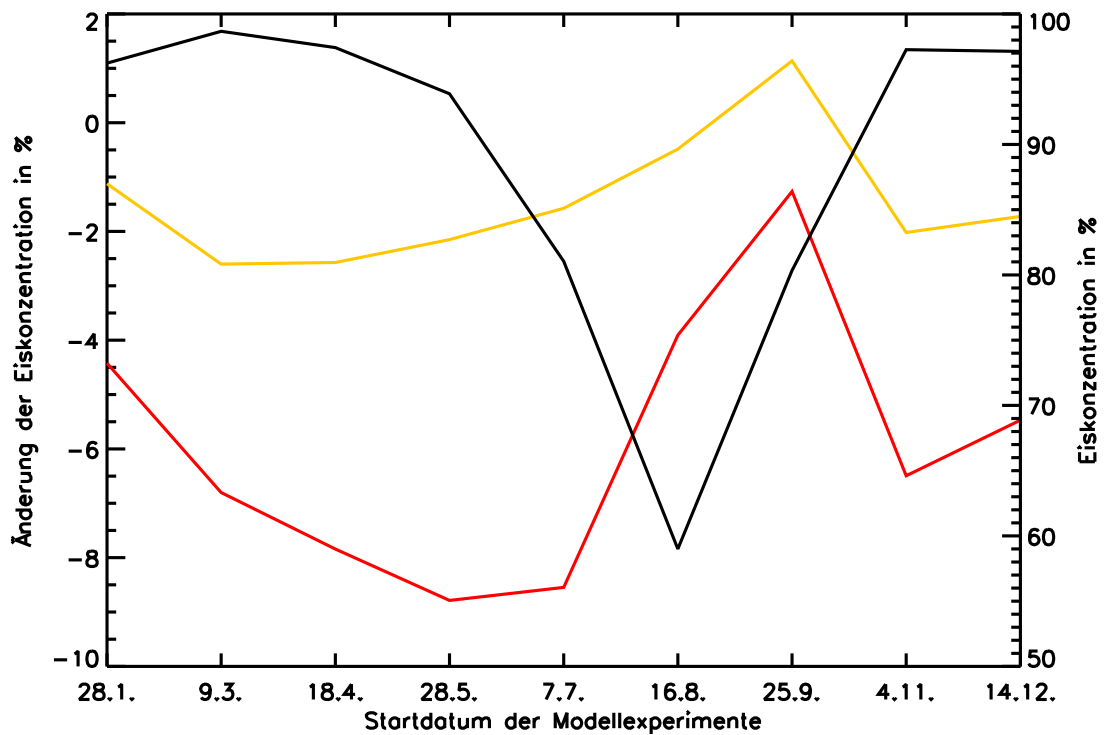


Abbildung 3.18: Jahresgang der mittleren Eiskonzentration entlang der Zyklonenzugbahn (schwarz, rechte Skala), der mittleren Eiskonzentrations-Reduktion \bar{R} (gelb) und der maximalen Eiskonzentrations-Reduktion R_{\max} (rot) infolge der Zyklone.

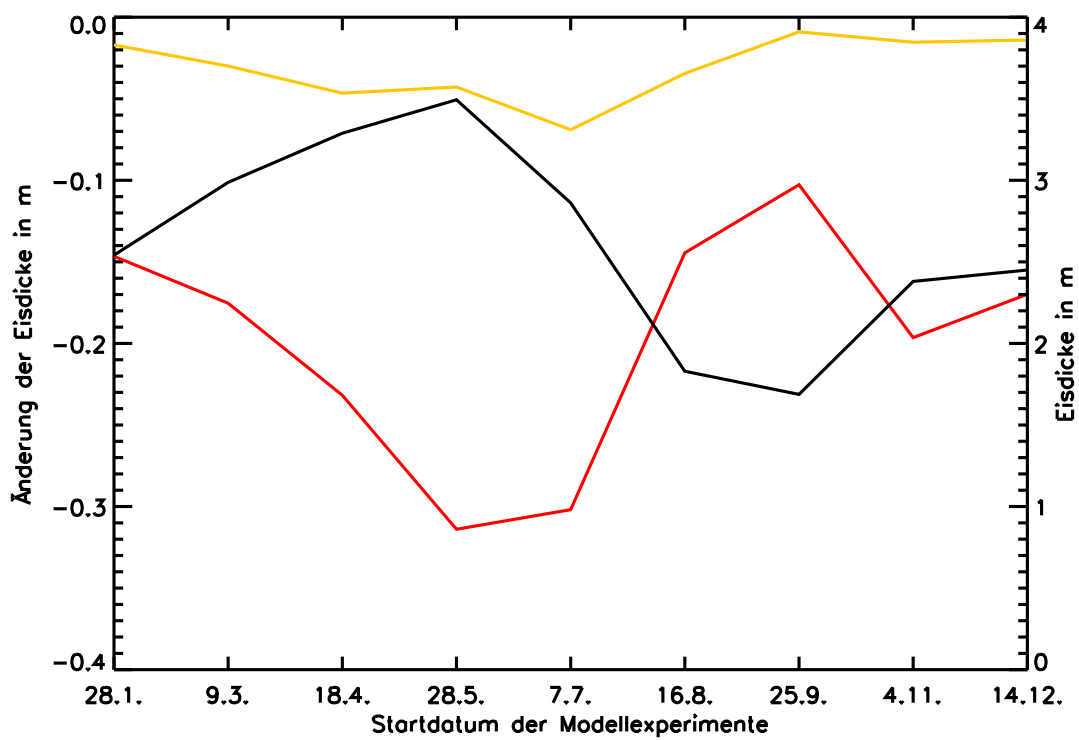


Abbildung 3.19: Jahresgang der mittleren Eisdicke entlang der Zyklonenzugbahn (schwarz, rechte Skala), der mittleren Eisdicken-Reduktion (gelb) und der maximalen Eisdicken-Reduktion (rot) infolge der Zyklone.

3.8 Bewertung der Ergebnisse

Erstmals wurden in diesem Kapitel Sensitivitätsstudien zum Zykloneneinfluss mit einem räumlich und zeitlich hochaufgelösten gekoppelten Meereis-Ozean-Modell vorgestellt. Besonders hervorzuheben sind die Untersuchungen mit realistischen anfänglichen Eisbedingungen, die eine neue Realitätsnähe von Sensitivitätsstudien ermöglicht haben. Die Ergebnisse der Sensitivitätsexperimente lauten zusammengefasst: Unter dem Einfluss von Zyklonen wird die Eiskonzentration im Allgemeinen reduziert. Die Reduzierung erfolgt dabei in der gesamten Zyklonenzugbahn und ist zur Mitte hin ausgeprägter. Die Reduzierung ist umso ausgeprägter, (1) je geringer die Zyklonenzuggeschwindigkeit ist, (2) je größer die Druckdifferenz zwischen Kern und Umgebung ist, (3) je kleiner der Ablenkwinkel zwischen 10-m-Wind und Isobaren ist und (4) je höher die anfängliche Eiskonzentration ist. Eine klare Abhängigkeit zur Eisdicke wurde nicht gefunden. Die Abnahme der Eiskonzentration erfolgt asymmetrisch und ist in Zugrichtung gesehen auf der linken Seite der Zyklone ausgeprägter als auf der rechten Seite. Für die Abnahme der Eiskonzentrationen sind zwei Mechanismen ursächlich: Divergente Eisdrift und Rinnenbildung aufgrund von Scherdeformation. Die Simulationen zeigen, dass bei hohen Eiskonzentrationen nahe 100 % die Rinnenbildung einen bedeutenden Teil zur Verringerung der Eiskonzentration beiträgt. Insgesamt ist die Reduzierung der Eiskonzentration aufgrund von Scherdeformation, wie sie im Modell nach Gleichung 2.41 empirisch berücksichtigt wird, abhängig von vielen Parametern. Neben den Schubspannungskoeffizienten sind dies auch die Eishärte P , der Eishärteparameter P_* und der Eiskonzentrationsparameter C . Die Wahl der Werte für diese Parameter ist wiederum abhängig vom gewählten Antrieb. So zeigt Harder (1994), dass bei Verwendung von täglichen Werten des Windes anstelle von Monatsmitteln das Eis härter gemacht werden muss. Der Grund dafür liegt darin, dass die Tagesmittel des Windes höhere Werte haben als die Monatsmittel. Tagesmittel erfordern im Vergleich zu Monatsmitteln ein etwa doppelt so hohen Wert für P_* .

Wie sind die Ergebnisse im Vergleich mit anderen Arbeiten einzuordnen? In Haapala et al. (2005) wurden ebenfalls Sensitivitätsexperimente mit künstlichen Zyklonen durchgeführt. Die dortigen Zyklonen weisen große Ähnlichkeiten mit denen in dieser Arbeit auf. Die Zyklonenzuggeschwindigkeiten und der Radius der Zyklonen wurden in dieser Arbeit so gewählt, dass sie mit denen in Haapala et al. (2005) vergleichbar sind. Nach beiden Arbeiten reduzieren Zyklonen im Allgemeinen die Eiskonzentration. Dass langsamere Zyklonen eine höhere Reduzierung bewirken, ist ebenfalls eine Übereinstimmung zwischen beiden Arbeiten. Übereinstimmungen finden sich auch in der Divergenzverteilung der Eisdrift (Abbildung 3.8 dieser Arbeit, Abbildung 5b in Haapala et al. (2005)). Bezüglich des Grades der maximalen Eisreduzierung bestehen aber deutliche Unterschiede. Als Beispiel sei die Simulation mit einer initialen Eiskonzentration von 100 % und einer initialen Eisdicke von 0,5 m genannt (Experiment 19): In dieser Arbeit wird eine maximale Eiskonzentrations-Reduktion R_{\max} von 6,4 Prozentpunkten ermittelt. In Haapala et al. (2005) beträgt der entsprechende Wert ca. 1,9 Prozentpunkte (Abbildung 4d

in Haapala et al. (2005)), obwohl die vorgegebene Zyklone in Haapala et al. (2005) deutlich stärker ausgeprägt ist als die in dieser Arbeit verwendete (Druckdifferenz zwischen Kern und Umgebung 30 hPa gegenüber 10 hPa). Der Unterschied in der Eiskonzentrations-Reduktion ist im Hinblick auf die Bedeutung des kleinen Anteils offenen Wassers in der winterlichen Arktis bemerkenswert. Der Grund für diesen Unterschied ist nicht klar und kann keinem bestimmten der Unterschiede in den Simulationen zugeschrieben werden. Zu den wichtigsten Unterschieden gehört die Gitterweite, die in Haapala et al. (2005) mit 40 km mehr als viermal so groß ist wie die in den NAOSIM-Experimenten. Die Parametrisierung der Schubspannungen durch die Koeffizienten c_a und c_o an der Ober- bzw. Unterseite des Eises ist in Haapala et al. (2005) nicht angegeben und stellt somit eine potentielle Quelle für Abweichungen der Modellergebnisse dar.

Kawaguchi und Mitsudera (2008) haben den Einfluss einer stationären Zyklone auf die Meereiskonzentration untersucht. Dabei wurden thermodynamische Prozesse nicht berücksichtigt. Ihrer Arbeit zufolge wird Meereis mit einer geringen initialen Eiskonzentration (80 %) mehr reduziert als solches mit einer hohen initialen Eiskonzentration (100 %). Dies ist eine klare Diskrepanz zu den hier vorgestellten Ergebnissen. Es gibt aber auch übereinstimmende Ergebnisse in beiden Arbeiten. In Kawaguchi und Mitsudera (2008) liegt die maximale Reduktion R_{\max} von initial 1 m dickem Eis im 80 %-Fall bei 16 Prozentpunkten und im 100 %-Fall bei 7 Prozentpunkten nach zwei Tagen Zykloneneinfluss. Für einen Vergleich kann Experiment 8 herangezogen werden ($A_0 = 100\%$, $h_0 = 1$ m). Für dieses Experiment wurde eine maximale Eiskonzentrations-Reduktion $R_{\max} = 7,35$ Prozentpunkte ermittelt, was vergleichbar ist mit dem Ergebniss von Kawaguchi und Mitsudera (2008), wobei hier allerdings eine bewegte Zyklone (340 km/d) vorgegeben wurde.

Die Ergebnisse der hier vorgestellten Simulationen zeigen, dass Zyklonen die Eiskonzentration unter winterlichen Bedingungen gemittelt über die Zyklonenfläche um 4 Prozentpunkte reduzieren. Verglichen mit dem beobachteten kleinen Anteil offenen Wassers von nur wenigen Prozent in der zentralen Arktis (z. B. Kwok (2002)) ist der Einfluss von Zyklonen signifikant. Die Ergebnisse unterstreichen die Wichtigkeit einer akkuraten realitätsnahen Repräsentation von Zyklonen in gekoppelten Eis-Ozean-Modellen und auch in voll gekoppelten Atmosphäre-Eis-Ozean-Klimamodellen.

Kapitel 4

Realitätsnahe Simulation 01/2006–02/2009 und Vergleich mit Beobachtungen

In diesem Kapitel wird untersucht, inwieweit das NAOSIM-Modell Eisdrift und Eiskonzentration realitätsnah simuliert. Dazu beschreibt Unterkapitel 4.1 eine Simulation, welche sich über den Zeitraum 01/2006–02/2009 erstreckt. Unterkapitel 4.2 stellt die Beobachtungsdaten vor, die zum Vergleich herangezogen werden. Sie stammen aus Messungen in der Arktis während der Hamburger Messkampagnen DAMOCLES 2007 und DAMOCLES 2008 sowie aus Satellitenbeobachtungen. Den Vergleich zwischen Simulation und Beobachtung zeigt Unterkapitel 4.3. Anschließend beschäftigt sich Unterkapitel 4.4 mit dem Windfaktor.

4.1 Simulation 01/2006–02/2009

Für die Untersuchungen in dieser Arbeit wurde eine Simulation durchgeführt, die möglichst realistische Eisbedingungen wiedergibt. Dies bedeutet, dass Initialzustand und Antriebsdaten ebenfalls realitätsnah sein müssen. Als Initialzustand für die Simulation wurde das Modell mit dem vom AWI zur Verfügung gestellten Anfangs-Grundzustand vom 7. 12. 2005 mittels ECMWF-Antrieb bis zum 1. 1. 2006 gerechnet. Der Zustand am 1. 1. 2006 ist der Initialzustand für die Simulation. Als Antriebsdaten dienen, wie bereits in Kapitel 2.2.2 beschrieben, hochaufgelöste Analyse- und Vorhersagedaten des ECMWF. Die Modellsimulation umfasst einen Zeitraum von 38 Monaten (1. 1. 2006 bis einschließlich 28. 2. 2009). Der Zeitraum ist so gewählt, dass er die Hamburger Messkampagnen DAMOCLES 2007 vollständig und DAMOCLES 2008 zum größten Teil umfasst. Die Ausgabedaten der Simulation liegen alle 3 Stunden vor.

Die Abbildung 4.1 zeigt exemplarisch die Monatsmittel für den atmosphärischen

Antrieb von Wind und Temperatur für einen Sommer- und einen Wintermonat. Als Sommermonat wurde der September 2007 gewählt. In diesem Monat wurde die bis heute (4/2011) geringste Eisausdehnung seit 1979, dem Beginn der Messung der Eisausdehnung durch Satelliten, gemessen. Die Temperaturen liegen in diesem Monat in der zentralen Arktis zwischen 0°C im sibirischen Teil der Arktis und -6°C nördlich von Kanada. Über der Beaufort-See befindet sich ein antizyklonaler Wirbel (Abbildung 4.1 oben). Als Wintermonat wurde der Februar 2009, der letzte Monat der Simulation, gewählt. In diesem Monat liegen die Temperaturen um -30°C und der Wirbel über der Beaufort-See ist nur in sehr abgeschwächter Form vorhanden (Abbildung 4.1 unten). Die dazugehörigen Monatsmittel der simulierten Eiskonzentration und Eisdrift für den Sommer und Winter zeigen die Abbildungen 4.2 und 4.3. In diesen Abbildungen werden auch die Monatsmittel der Eiskonzentrationen aus Satellitenbeobachtungen gezeigt, diese werden später in Unterkapitel 4.3 diskutiert. Im September 2007 beträgt die simulierte Eiskonzentration in der zentralen Arktis stellenweise über 98 %, in großen Teilen der zentralen Arktis aber auch nur 40 % bis 90 % (Abbildung 4.2 oben). Der Beaufort-Wirbel ist deutlich ausgeprägt, die Transpolare Eisdrift und der Eisexport aus der Framstraße sind zu erkennen. Im Februar 2009 erstreckt sich das Eis über eine deutlich größere Fläche: Die gesamte zentrale Arktis einschließlich der umliegenden Schelfmeere sowie der Beringstraße sind eisbedeckt (Abbildung 4.3 oben). Die Eiskonzentration liegt großflächig bei über 95 %. Wie die Darstellung der Eisdrift zeigt, sind sowohl der Beaufort-Wirbel als auch die Transpolare Eisdrift allenfalls sehr schwach ausgeprägt. Der Transport durch die Framstraße hingegen ist klar zu erkennen.

4.2 Die Beobachtungsdaten

Für den Vergleich mit den Modellexperimenten dienen Eisdriftmessungen der Hamburger Feldexperimente DAMOCLES 2007 und DAMOCLES 2008 sowie Eiskonzentrationen, die aus Satellitenmessungen berechnet sind.

4.2.1 Die Feldexperimente DAMOCLES 2007 und 2008

Im Rahmen der Kampagnen DAMOCLES 2007 und DAMOCLES 2008 hat das Meteorologische Institut der Universität Hamburg Eisbojen in der zentralen Arktis ausgebracht.

Bei der Kampagne 2007 kamen Bojen des Typs Compact Air-Launch Ice Beacon (Calib) der Firma MetOcean zum Einsatz. Diese Bojen haben kontinuierlich Luftdruck und Temperatur gemessen und die Messwerte in Abständen von 90–200 Sekunden gesendet. Falls ein Argos-Satellit das Transmitter-Signal empfing, wurde aus der Doppler-Verschiebung des Transmitter-Signals während des Satelliten-Überflugs die Position des Transmitters bestimmt. Dabei ergaben sich zunächst

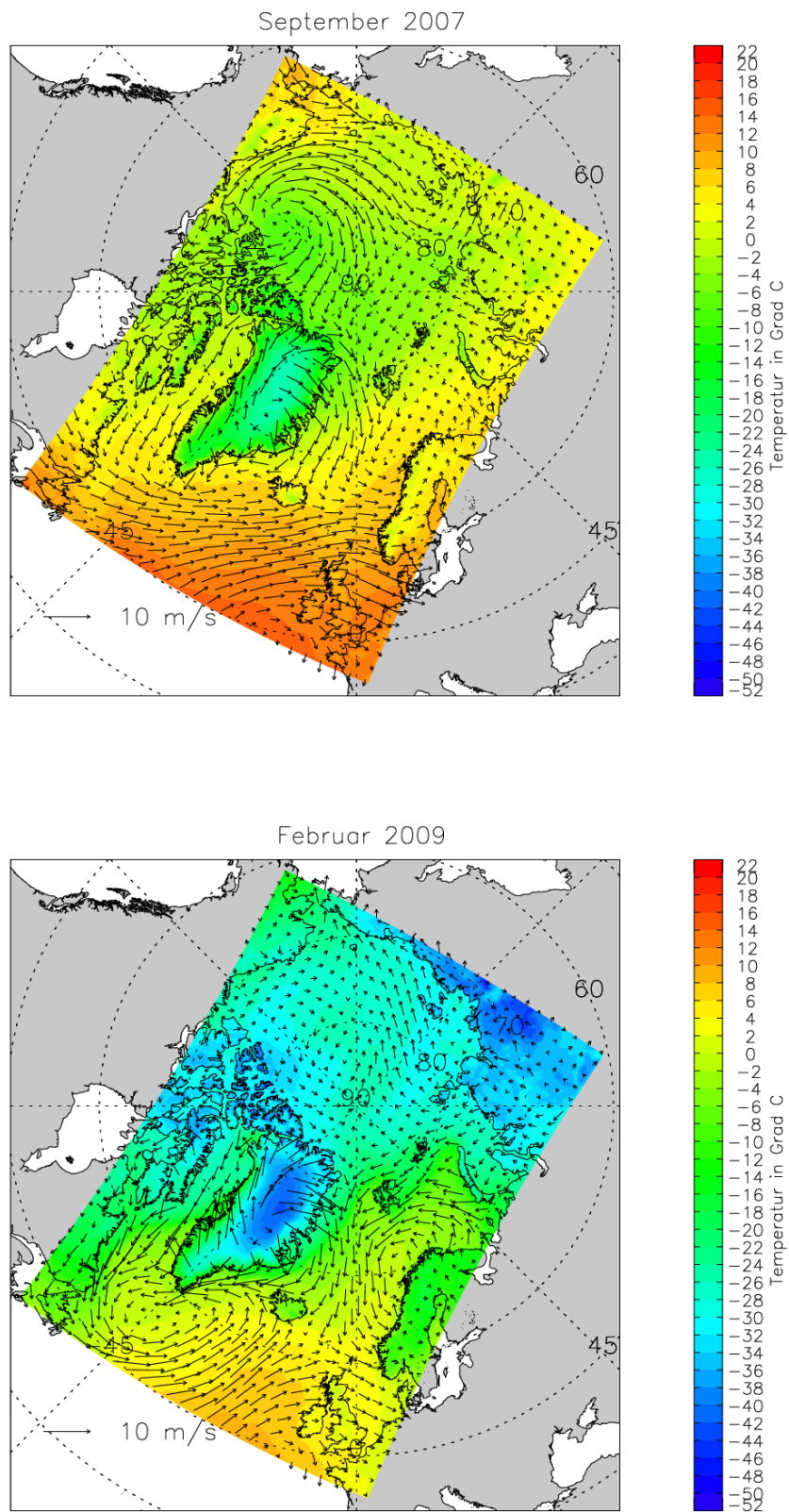


Abbildung 4.1: Monatsmittelwerte von Wind und Temperatur für September 2007 (oben) und Februar 2009 (unten).

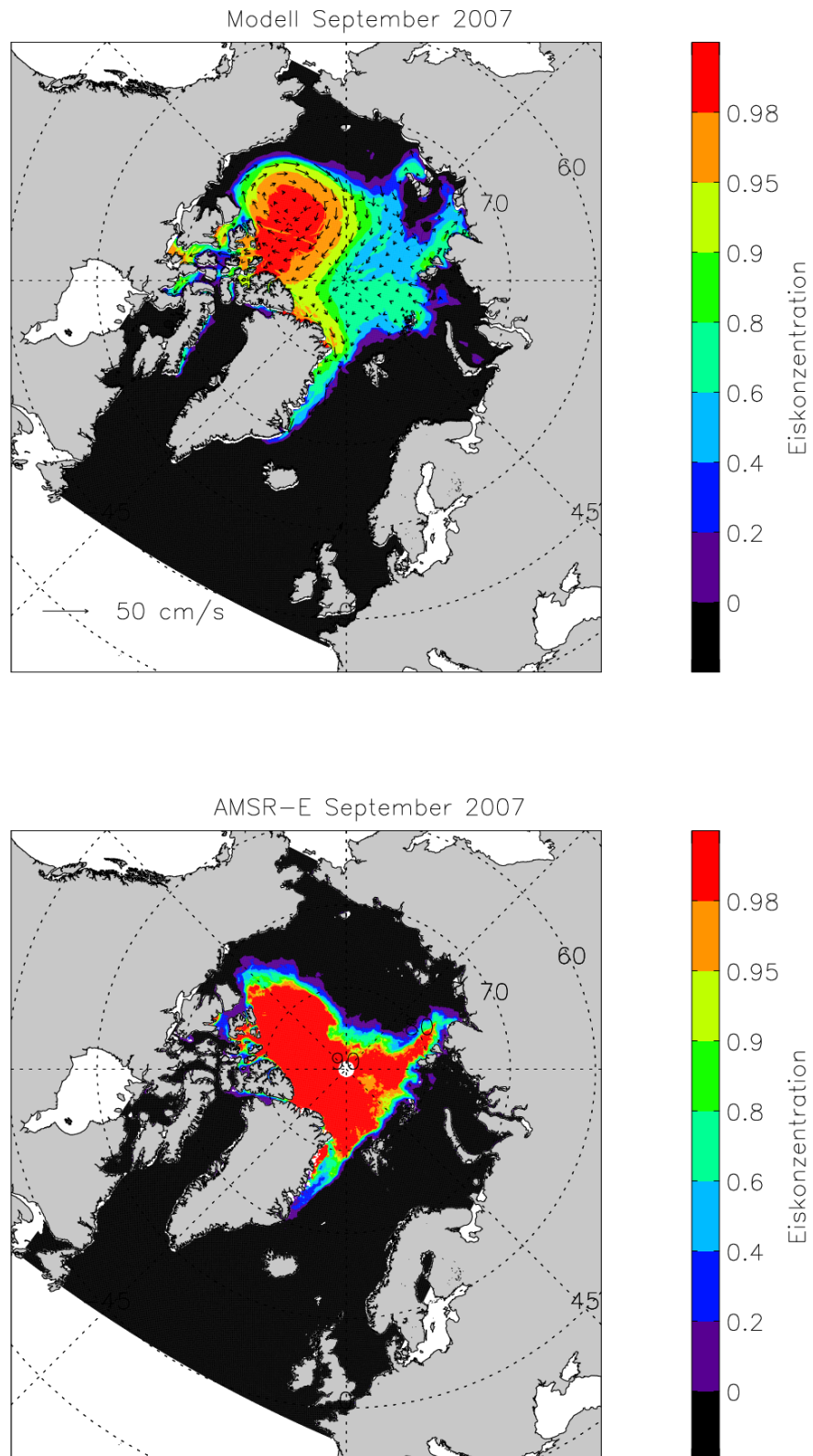


Abbildung 4.2: Monatsmittelwerte für September 2007: simulierte Eisdrift und Eiskonzentration (oben) und AMSR-E-Eiskonzentration (unten).

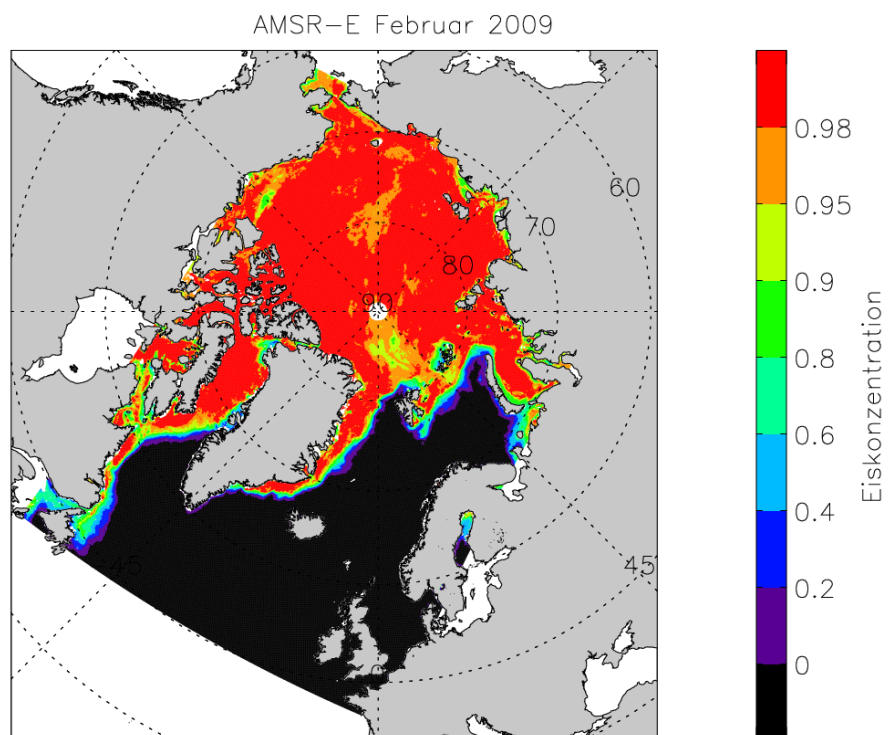
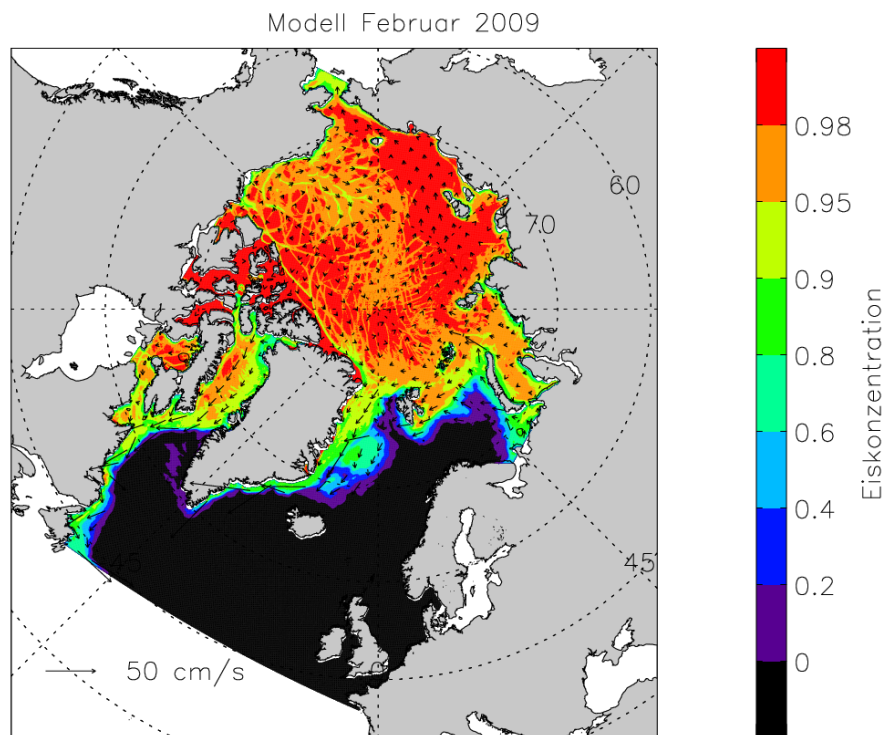


Abbildung 4.3: Wie Abbildung 4.2, für Februar 2009.

jeweils zwei mögliche Orte, von denen einer anhand von verschiedenen Plausibilitätstests als der richtigen Ort des Transmitters identifiziert wurde. Zusätzlich wurde die Ortsbestimmung einer von drei möglichen Genauigkeitsklassen zugeordnet. Klasse 1 bezeichnet Ortsbestimmungen mit Ungenauigkeiten zwischen 500 m und 1500 m, Klasse 2 bezeichnet Ungenauigkeiten zwischen 250 m und 500 m und Klasse 3 Ungenauigkeiten kleiner als 250 m. Die Rohdaten liegen in einer Auflösung von etwa einer halben bis zu einer Stunde vor. Die in dieser Arbeit verwendeten Daten sind bereits auf Stundenwerte interpoliert. Um größere Ungenauigkeiten auszuschließen, werden nur die Bojenpositionen der Genauigkeitsklassen 2 und 3 berücksichtigt.

Im Herbst 2006 hatten europäische Wissenschaftler im Rahmen des EU-Projektverbundes DAMOCLES ihr Forschungsschiff Tara nördlich von Sibirien im Meereis einfrieren lassen. Das Schiff wurde mit der Transpolaren Drift in Richtung Framstraße getrieben, wo es im Januar 2008 in der Nähe Grönlands im Ostgrönlandstrom vom Eis wieder freigegeben wurde. Die Tara diente als Basis für zahlreiche Experimente. Auch für die Bojenexperimente der Universität Hamburg wurde auf die Tara zurückgegriffen. Von der Tara aus startete ein Transportflugzeug vom Typ Twinotter, mit dem auf mehreren Flügen am 23. und 24. 4. 2007 insgesamt 16 Bojen in einem annähernd $400 \text{ km} \times 400 \text{ km}$ großen Quadrat an einem Fallschirm abgeworfen wurden. Den Mittelpunkt dieses Quadrates bildete die Tara. Am 22. 5. kam es zum ersten Ausfall einer Boje. Während der nächsten Monate fielen nach und nach immer mehr Bojen aus. Eine Erklärung dafür ist, dass die Bojen während der Schmelzperiode in Schmelztümpeln lagen und ihre Sendeleistung nicht ausreichte, um ihre Messwerte an die Satelliten zu übermitteln. Dass sich die Bojen möglicherweise in Schmelztümpeln befinden, lag daran, dass sie von einem Flugzeug aus abgeworfen wurden und daher nicht genau plaziert werden konnten. Nach Ende der Schmelzperiode Mitte August meldeten einige Bojen wieder.

Die Bojentrajektorien (Abbildung 4.4) zeigen, dass das Bojenfeld mit der Tara im Zentrum mit der Transpolaren Drift in Richtung Framstraße driftete. Die letzte Boje meldete am 31. 1. 2008 aus der Nähe von Grönland.

Den gemessenen Luftdruck und die Temperaturen zeigt die Abbildung 4.5. Da das Bojenfeld mit der Anordnung der Bojen zueinander insgesamt relativ lange erhalten blieb, sind die Zeitreihen für die einzelnen Bojen recht ähnlich. Von April bis Anfang August herrschte, abgesehen von einigen Tiefdruckgebieten, hoher Luftdruck im Bereich von 1010 bis 1020 hPa. Im August gab es einen Zeitraum, der von durchziehenden Tiefdruckgebieten mit Kerndruck unter 990 hPa geprägt war. Vom Oktober an nahm die Amplitude der Druckschwankungen stark zu, es gab häufig Druckminima unter 980 hPa. Im April, zu Beginn des Experiments, lagen die Temperaturen bei -15°C . Im Laufe der Monate April, Mai und Juni stiegen die Temperaturen schnell an und lagen an der 0°C -Grenze. Teilweise erreichten die Temperaturen auch Werte von 10°C , was unrealistisch ist und vermutlich auf die Position des Thermistors innerhalb der Bojenhülle zurückzuführen ist. Aufgrund der Konstruktion der Boje erwärmt sich die Bojenhülle bei Sonneneinstrahlung

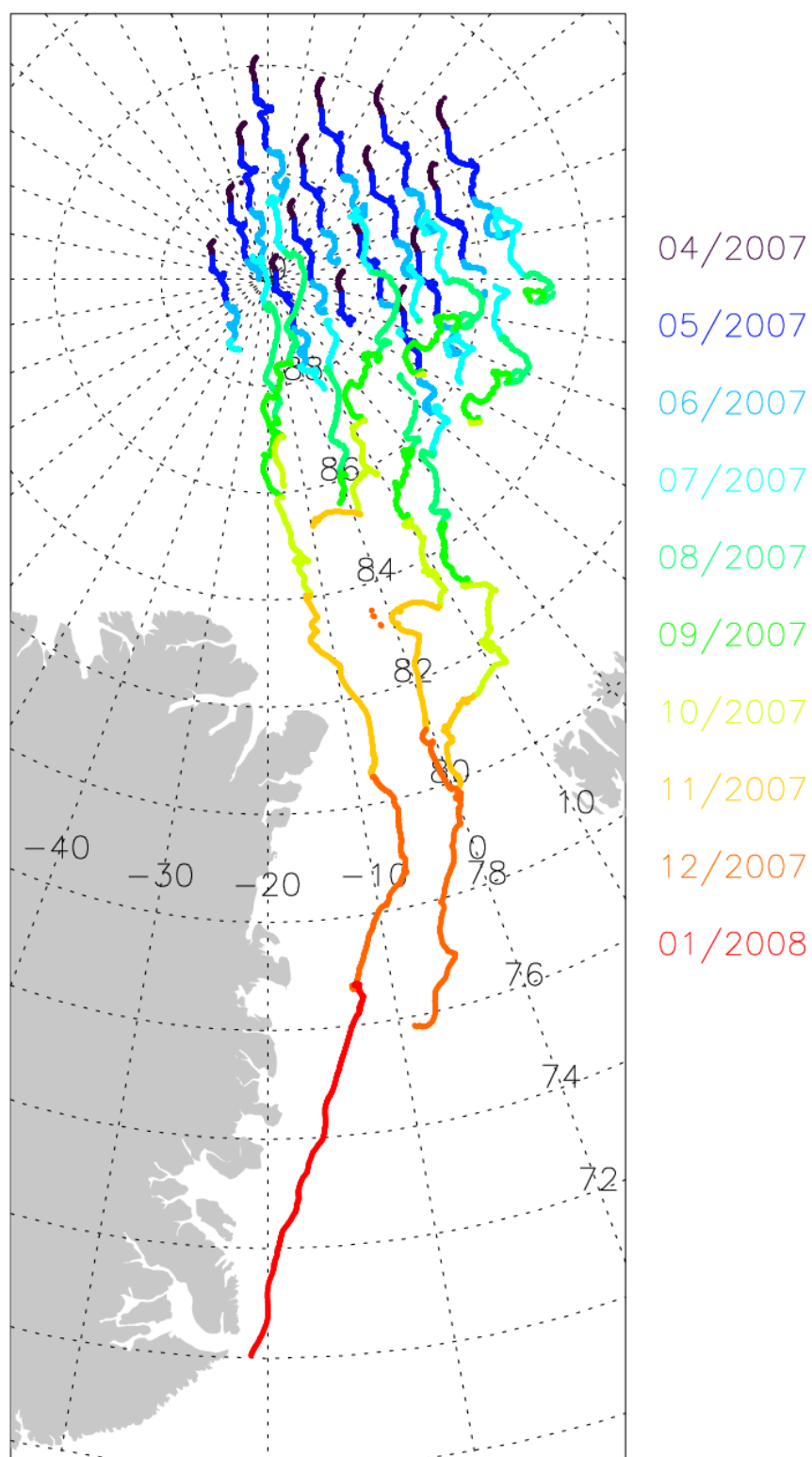


Abbildung 4.4: Bojentrajektorien DAMOCLES 2007.

möglicherweise zu stark. Ab Ende August sinken die Temperaturen wieder unter die 0°C -Grenze und erreichen in den folgenden Monaten Minimalwerte von etwa -10°C .

Im Rahmen der Kampagne DAMOCLES 2008 wurden insgesamt neun Bojen vom Typ PAWS (Polar Area Weather Stations), ebenfalls von der Firma MetOcean, verwendet. Diese Bojen haben GPS-Position, Luftdruck, Luft- und Eistemperatur, relative Feuchte und Windrichtung und -geschwindigkeit gemessen. Die Messungen wurden alle drei Stunden per Iridium-Satellitensystem gemeldet. Die Lebensdauer der Lithium-Batterien war mit mindestens einem Jahr angegeben.

Sieben der Bojen (A–G) wurden im Zeitraum vom 13. bis zum 22. 4. 2008 nördlich von Ellesmere Island auf dem Eis aufgebaut (Abbildung 4.6). Dazu waren 7 Flüge mit der Twinotter von Eureka aus mit Landungen auf dem Eis nötig. Da zwei der neun Bojen vor Beginn des Experiments anhand von Referenzmessungen als defekt identifiziert wurden, mussten diese zur Reparatur an den Hersteller zurückgesendet werden. Diese beiden Bojen (I, H) wurden dann aber am 22. 9. 2008 und am 3. 10. 2008 im Rahmen einer Polarstern-Expedition ausgesetzt. Eine Boje fiel bereits am 25. 7. 2008, je eine weitere Boje am 13. 1. 2009 und am 21. 2. 2009 aus. Die übrigen Bojen meldeten mindestens bis zum Ende der Simulation, dem 28. 2. 2009. Im Gegensatz zu 2007 gab es 2008 während der Schmelzperiode keine Messausfälle. Dies liegt vermutlich daran, dass die PAWS nicht von einem Flugzeug abgeworfen wurden, sondern auf dem Eis installiert wurden, wobei die Bojen jeweils auf einer Erhebung im Meereis errichtet wurden.

Das 7er-Bojen-Feld (Abbildung 4.6) driftete in den Monaten April bis August geschlossen Richtung Framstraße. Im August änderte das Feld seine Richtung und driftete bis September südlich in Richtung Ellesmere Island. Dort kam es dann zu einer Aufspaltung des Bojenfeldes: Drei Bojen drifteten nach Westen, drei Bojen nach Osten Richtung Framstraße.

Luftdruck und Temperaturen zeigt die Abbildung 4.7. Der Luftdruck betrug zwischen 970 und 1050 hPa. Die Temperaturen lagen zu Beginn des Experiments bei -25°C und erreichten Anfang Juli die 0°C -Grenze. Ab Ende Oktober wurden wieder regelmäßig Temperaturen unter -30°C erreicht.

4.2.2 Satellitenbeobachtungen

In dieser Arbeit werden tägliche Felder der Eiskonzentration des AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer – Earth Observing System) genutzt. Das AMSR-E ist ein Mikrowellenradiometer, welches auf dem Aqua-Satelliten der Nasa installiert ist und seit 2002 in Betrieb ist. AMSR-E misst die von der Erde abgestrahlte Mikrowellenstrahlung im Frequenzbereich zwischen 7 und 89 GHz. Aus der gemessenen Strahlung kann über verschiedene Algorithmen auf die Eiskonzentration geschlossen werden. Die in dieser Arbeit verwendeten Eiskonzentrationen

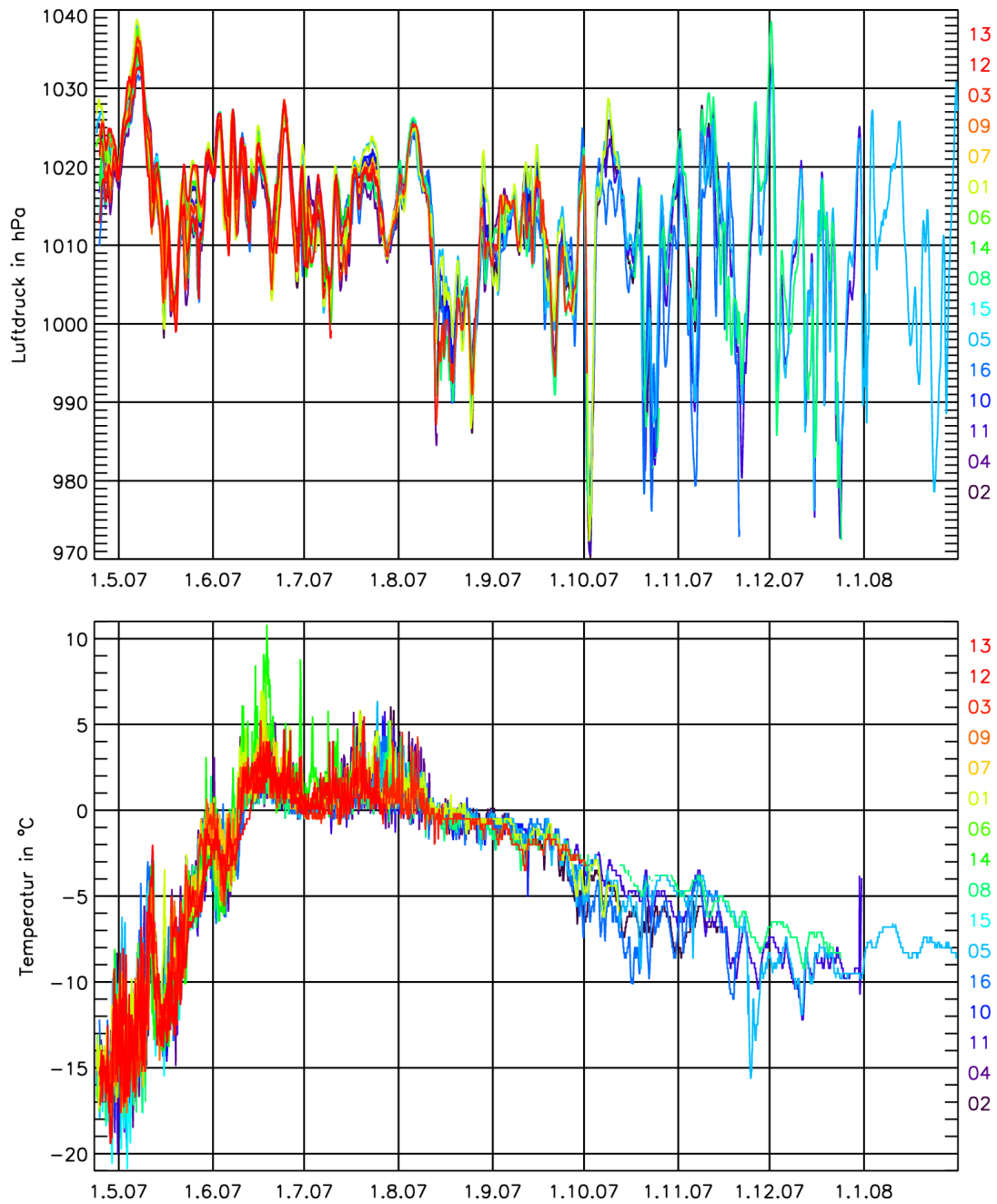


Abbildung 4.5: Messungen der Bojen während DAMOCLES 2007: Luftdruck (oben) und Temperatur (unten).

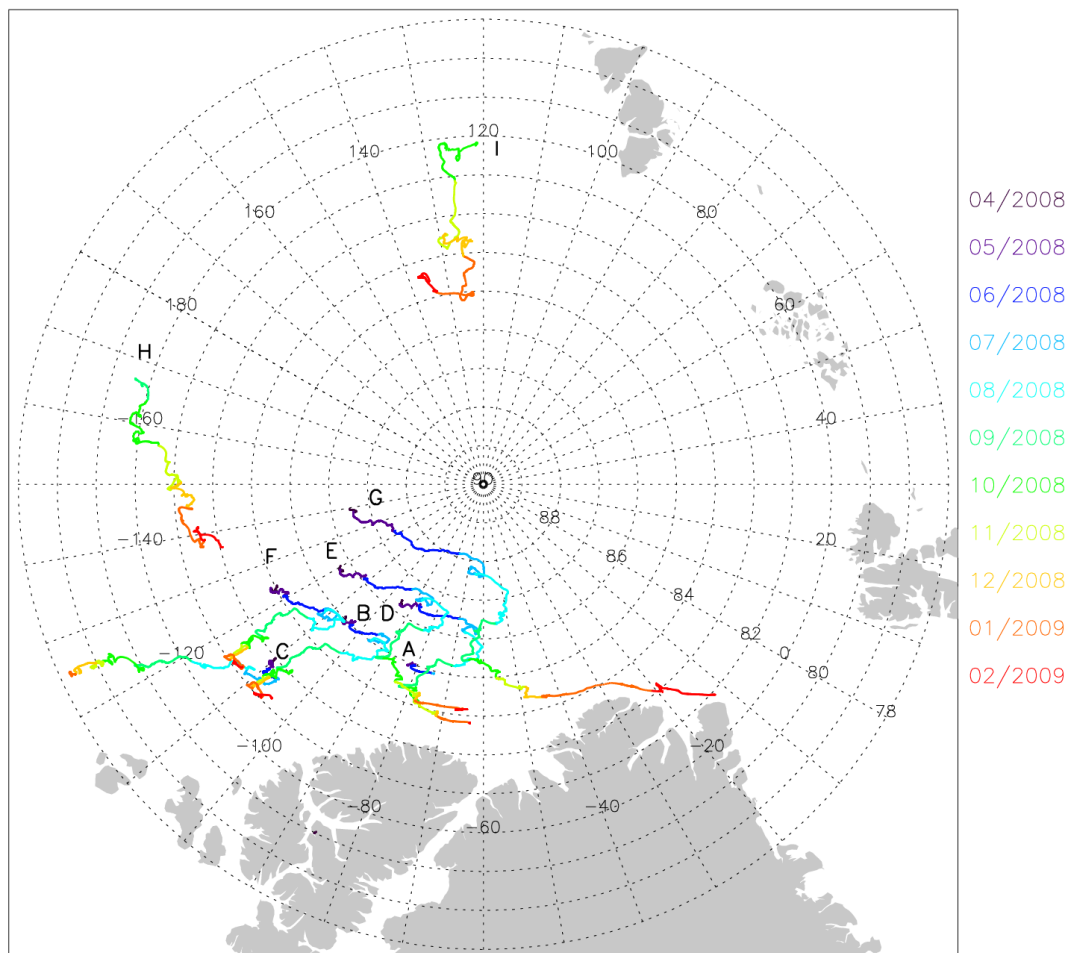


Abbildung 4.6: Bojentrjektorien DAMOCLES 2008 bis zum Ende der Simulation im Februar 2009.

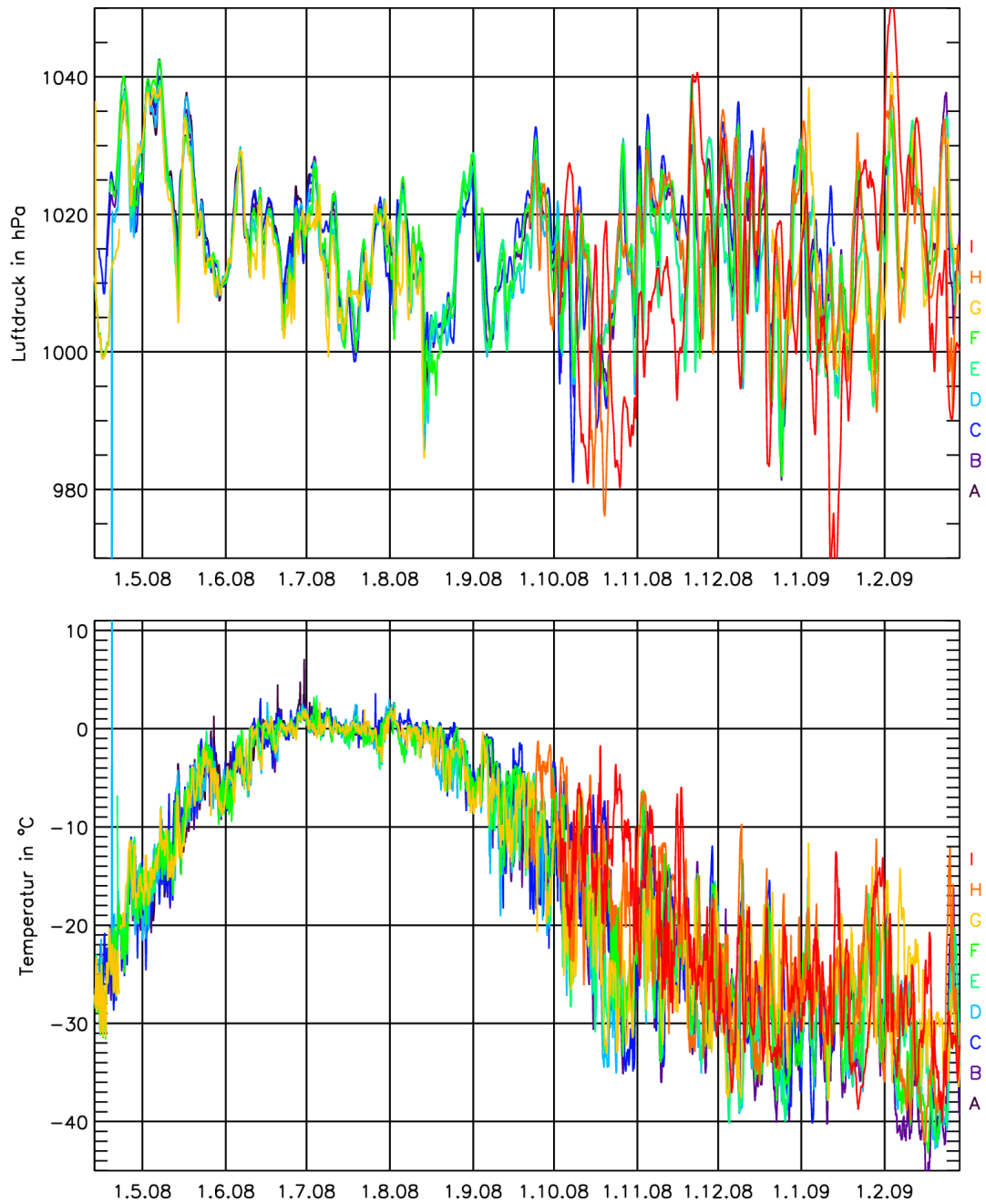


Abbildung 4.7: Messungen der Bojen während DAMOCLES 2008: Luftdruck (oben) und Lufttemperatur (unten).

wurden mit dem 89 GHz Kanal ermittelt und haben eine horizontale Auflösung von 6,25 km. Der für die Berechnung der Eiskonzentration genutzte Algorithmus ist in Spreen et al. (2008) beschrieben. Die Felder sind für den kompletten Zeitraum von DAMOCLES 2007 und 2008 vorhanden. Der Fehler in der Eiskonzentration liegt bei unter 10 %, wenn die Eiskonzentration mindestens 65 % beträgt.

4.3 Vergleich der Simulation mit Beobachtungsdaten

4.3.1 Vergleich der Eisdrift mit Bojendaten

Die gemessene Drift der DAMOCLES-Eisbojen dient zur Validierung der simulierten Eisdrift. Prinzipiell gibt es verschiedene Methoden, um simulierte und gemessene Drift zu vergleichen: Eine Methode besteht darin, simulierte und gemessene Bojentrjektorien zu vergleichen. Dabei kann dann beispielsweise ein Maß für die Güte der Eisdrift der Abstand sein, den die Endpunkte von simulierter und gemessener Trajektorie nach einer bestimmten Zeit haben, wobei die Trajektorien zu Beginn des Zeitintervalls am gleichen Ort starten. Eine zweite Methode ist die Berechnung von zeitlichen Mitteln der simulierten und gemessenen Driftgeschwindigkeit für verschiedene Regionen. Eine dritte Möglichkeit besteht darin, für eine bestimmte Region die Geschwindigkeits- und Richtungsverteilung für simulierte und gemessene Eisdrift zu berechnen [z. B. Harder und Fischer (1999), Kreyscher et al. (2000), Lemke et al. (1997)]. In dieser Arbeit wird eine vierte Methode angewendet: Es werden die Zeitreihen von simulierter und gemessener Eisdriftgeschwindigkeit und -richtung untersucht.

DAMOCLES 2007

Im Folgenden wird der Betrag der Eisdrift für jede Boje mit der in 3-Stunden-Auflösung vorliegenden simulierten Eisdrift verglichen. Dazu wird die gemessene Eisdrift ins Modell-Koordinatensystem überführt und anschließend die simulierte Eisdrift auf die Position der Boje interpoliert. Den Vergleich zwischen dem simulierten und dem gemessenen Eisdriftbetrag für DAMOCLES 2007 zeigt Abbildung 4.8. Die gemessene Eisdrift liegt üblicherweise bei Werten bis zu 0,2 m/s, bei einzelnen Ereignissen wie zum Beispiel am 13. 8. 2007 werden auch deutlich höhere Werte von etwa 0,5 m/s erreicht. Insgesamt werden ab August höhere Werte für die Eisdrift gemessen als in den ersten Monaten des Feldexperiments. Die Variabilität der Eisdrift wird vom Modell gut wiedergegeben. Gemittelt über alle Bojen und den kompletten Zeitraum überschätzt das Modell die Eisdrift um 19 %. Die mittlere Eisdrift liegt im Modell bei 0,120 m/s, gemessen wurden 0,101 m/s. Die Streuung beträgt im Modell 0,072 m/s und bei der Messung 0,083 m/s.

Für eine einfache quantitative Beurteilung der Güte der Eisdrift wird eine mittlere Boje eingeführt, bei der komponentenweise über alle zu dem jeweiligen Zeitpunkt

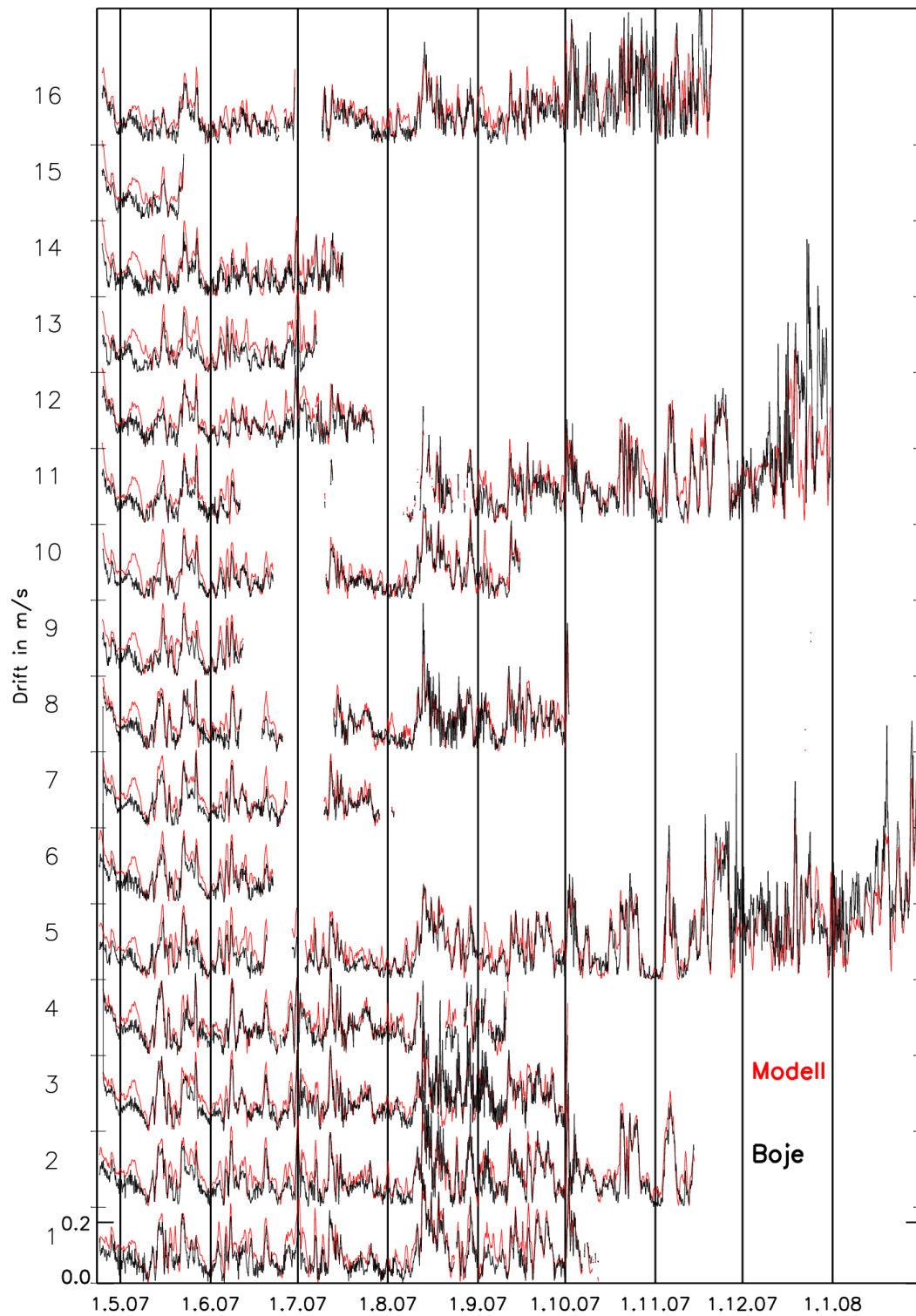


Abbildung 4.8: Vergleich der Driftgeschwindigkeit zwischen Bojen (schwarz) und Modell (rot) für DAMOCLES 2007. Die Bojen sind jeweils um 0,25 m/s zueinander versetzt dargestellt.

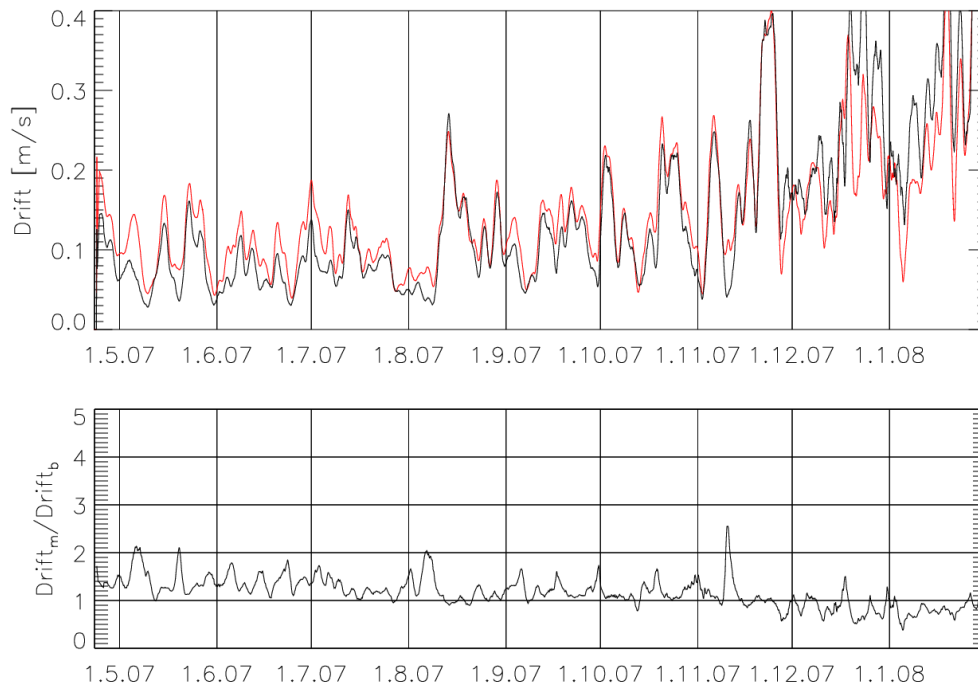


Abbildung 4.9: Oben: Mittlere Eisdriftgeschwindigkeit für DAMOCLES 2007. Rot zeigt die simulierte und schwarz die gemessene Eisdrift, jeweils geglättet über 45 Stunden. Unten: Quotient aus geglätteter simulierter (Index m) und gemessener (Index b) Eisdrift.

noch vorhandenen Bojen gemittelt wird. Über alle Bojen gemittelt und zeitlich über 45 Stunden geglättet ist die simulierte Eisdrift v_m und die gemessene Eisdrift v_b (die mittlere Boje) in Abbildung 4.9 dargestellt. Bei einer perfekten Simulation wäre das Verhältnis der Driftgeschwindigkeiten $v_m/v_b = 1$. Bei der Simulation der Kampagne DAMOCLES 2007 liegt der Quotient im Mittel im Bereich knapp über eins und hat einen negativen Trend. Die Güte der simulierten Eisdrift ist also über den Zeitraum der DAMOCLES 2007-Kampagne annähernd gleichbleibend. Als Einschränkung sei erwähnt, dass die mittlere Boje ab Mitte November nur noch das Mittel von zwei Bojen und für Januar nur eine Boje enthält (s. Abb. 4.8).

Eine Korrelation zwischen simulierter und gemessener Eisdrift mit insgesamt 16360 Wertepaaren bestätigt den Eindruck der Zeitreihen (Abbildung 4.10): Das Modell überschätzt die Eisdrift im Bereich bis zu 0,2 m/s, während es zugleich hohe Eisdriftgeschwindigkeiten unterschätzt. Die Korrelation liegt bei 0,83 für die u -Komponente und bei 0,82 für die v -Komponente.

Für die Untersuchung der Driftrichtung werden die Richtungsvektoren der interpolierten simulierten Eisdrift wieder zurück ins geographische Koordinatensystem transformiert. Die Richtung von simulierter und gemessener Eisdrift ist in Ab-

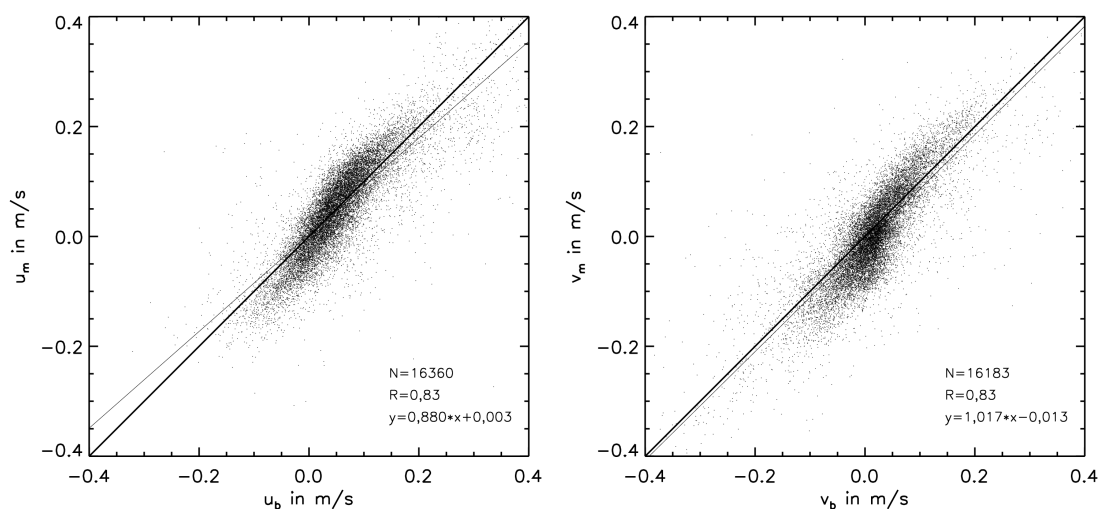


Abbildung 4.10: Gemessene (Index *b*) und simulierte (Index *m*) Eisdrift im Modell-Koordinatensystem für DAMOCLES 2007: *u*-Komponente (links) und *v*-Komponente (rechts). Dargestellt ist die Ausgleichsgerade sowie die Winkelhalbierende.

Abbildung 4.11 dargestellt. Dabei bezeichnet 90 Grad eine Drift nach Osten und 180 Grad eine Drift nach Süden. Es gibt einen Richtungsfehler, der je nach Boje zwischen 3 und 19 Grad liegt, wobei die simulierte Meereisdrift von der gemessenen Bojendrift aus betrachtet nach rechts gedreht ist. Das Eis driftet, wenn es sich östlich von Grönland befindet, zu stark auf Grönland zu. Ein ähnliches Verhalten hat schon Schröder (2005) beobachtet.

DAMOCLES 2008

Die gemessene Driftgeschwindigkeit des Eises lag wieder typischerweise bei bis zu 0,2 m/s und erreichte insgesamt ab August höhere Werte (Abbildung 4.12). Im Unterschied zu 2007 gab es in diesem Feldexperiment den Fall, dass Bojen zeitweise fast keine Eisdrift mehr gemessen haben, da sie sich auf Eis befanden, das an das landfeste Eis angefroren waren (z. B. Boje D ab Januar 2009). Der Vergleich zwischen simulierter und gemessener Eisdrift für DAMOCLES 2008 zeigt, dass das Modell auch hier die Eisdrift überschätzt. Über alle Bojen und den kompletten Zeitraum gemittelt liegt die simulierte Eisdriftgeschwindigkeit bei 0,097 m/s, während die gemessene 0,066 m/s beträgt. Somit überschätzt das Modell die Eisdrift um 47% und damit deutlich stärker als bei DAMOCLES 2007.

Es gibt drei Fälle, die eine besonders große Abweichung zwischen simulierter und gemessener Eisdrift aufweisen:

Erstens gab es ab Mitte Oktober bis zum Ende des Referenzexperiments immer wieder Zeiten, an denen die gemessene Eisdrift annähernd null war (Abbildung 4.12). Betroffen waren die Bojen B, C, D, E und F, die sich alle nördlich bis nordwestlich von Ellesmere Island befanden. Hingegen weist die östlichste Boje G kaum Zei-

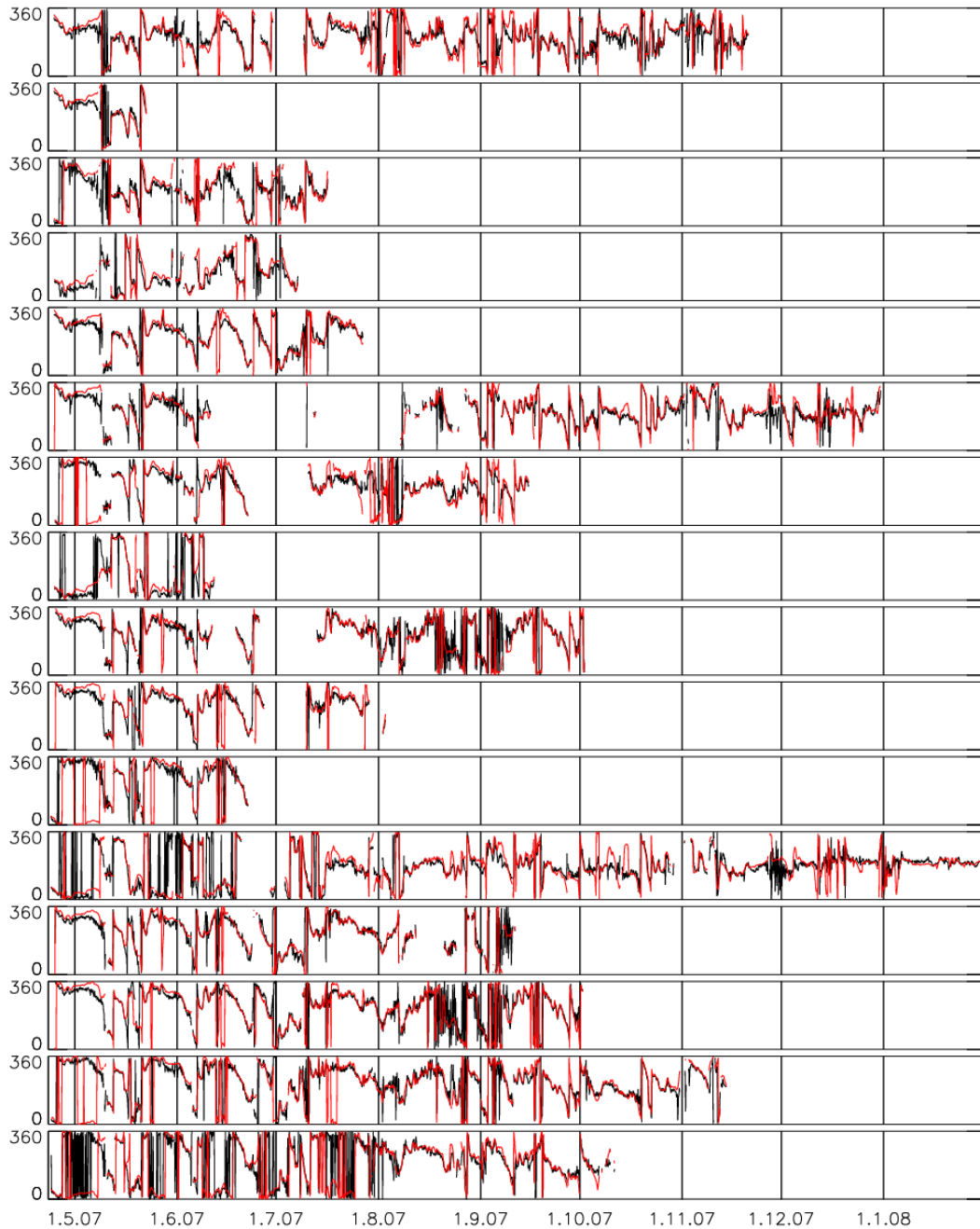


Abbildung 4.11: Gemessene Richtung der Eisdrift (schwarz) aller 16 Bojen im Vergleich zur simulierten Eisdrift (rot) über den kompletten Zeitraum von DAMOCLES 2007. Es sind die Werte für die Zeiten dargestellt, an denen sowohl die gemessene Eisdrift als auch die simulierte Eisdrift mindestens 0,01 m/s betragen haben, da die Richtungsangabe unterhalb dieser Schwelle relativ unzuverlässig ist.

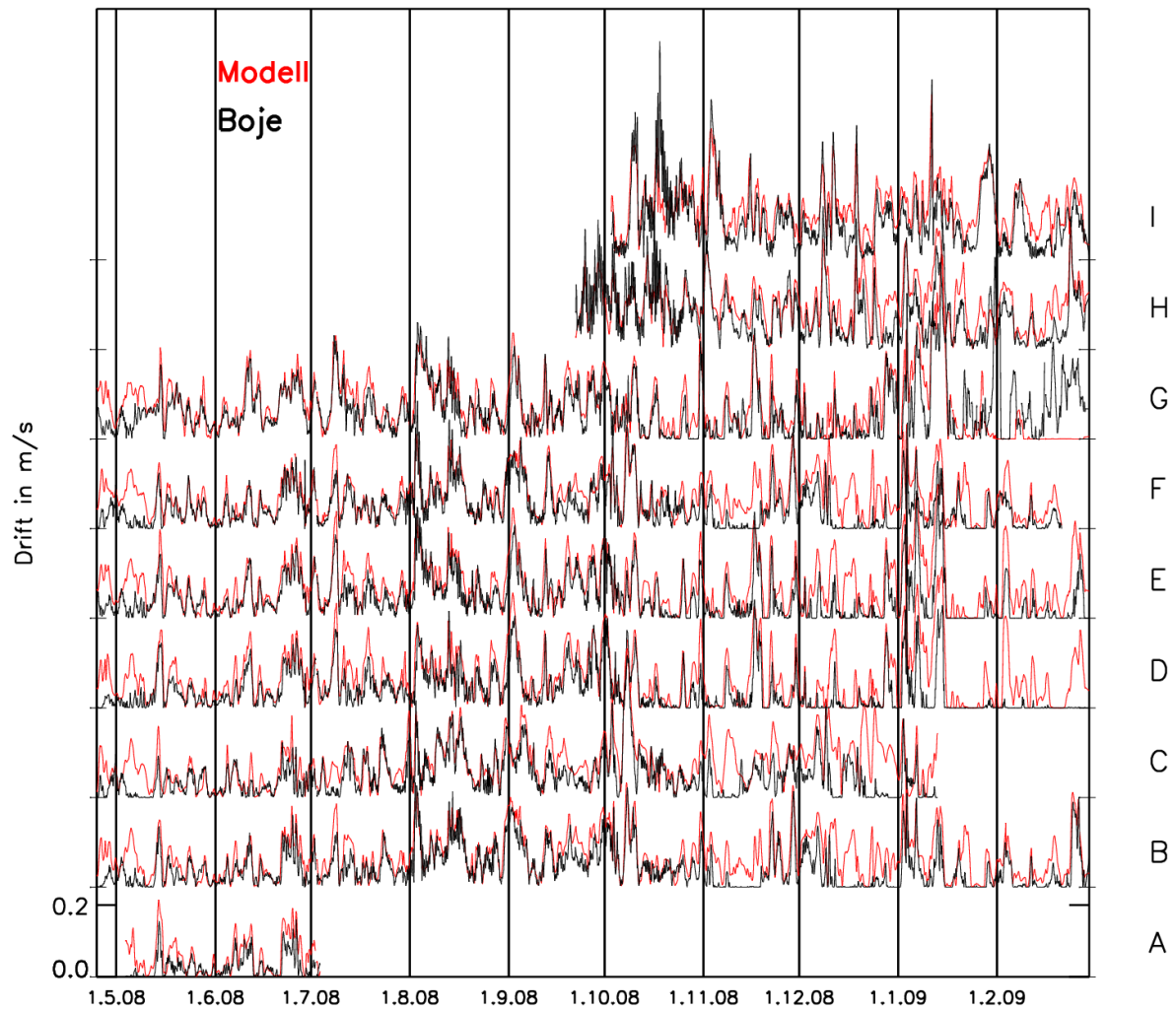


Abbildung 4.12: Vergleich der Driftgeschwindigkeit zwischen Bojen (schwarz) und Modell (rot) für DAMOCLES 2008.

ten auf, zu denen die Drift null ist. Dieses Driftmuster findet sich auch in Martin und Augstein (2000). Dort wurde die mittlere Eisdrift für die Winter 1987/88 und 1994/95 aus den SSM/I Daten berechnet. Martin und Augstein (2000) ermittelten für das Gebiet, in dem die Bojen B bis F liegen, eine sehr geringe winterliche mittlere Driftgeschwindigkeit des Eises von 0,01 m/s (s. Abb. 4.6). Hingegen finden sie in dem Gebiet der Boje G eine Drift in Richtung Framstraße. In diesem Fall gibt das Modell die Eisdrift nicht richtig wieder. Insofern ist das Gebiet nördlich der kanadischen Küste ein Bereich, in dem die simulierte Drift unter winterlichen Bedingungen nicht für weitere Untersuchungen verwendet werden sollte.

Zweitens lag zu Beginn des Experiments bis Mitte Mai die simulierte Drift deutlich über der gemessenen (Abbildung 4.12). Als Ursache für diese Diskrepanz wurde zuerst ein Fehler im atmosphärischen Antrieb des Modells vermutet. Da die Bojen 2008 auch die Windgeschwindigkeit gemessen haben, wurde ein Vergleich zwischen dem antreibenden ECMWF-Wind und dem gemessenen Wind durchgeführt. Hierbei wurden keine nennenswerten Differenzen gefunden, die die Diskrepanz erklären könnten, so dass ein Fehler im Antrieb weitestgehend ausgeschlossen werden kann. Letztlich ist unklar, was die Ursache für die Abweichungen ist.

Drittens ist die simulierte Eisdrift der Boje G ab Mitte Januar 2009 größtenteils nahezu null, im Gegensatz zur gemessenen Eisdrift. Dies ist dadurch zu erklären, dass sich die Boje bei 82,5° N 15° W in einem Gebiet befand, in dem im Modell konstant sehr hohe Eisdicken (> 10 m) vorzufinden sind und die Eisdrift nahezu zum Erliegen kam. Die Boje befand sich (Abbildung 4.13) in unmittelbarer Nähe zu landfestem Eis. Hier entscheidet die genaue Lage des Randes des landfesten Eises und die Lage des simulierten ruhenden Eises darüber, ob eine Boje driftet oder nicht.

Die Bojenpositionen, an denen sich die Beträge von simulierter und gemessener Eisdrift um 15 cm/s und mehr unterscheiden, sind in Abbildung 4.14 zu sehen. Es ist zu erkennen, dass nördlich des kanadischen Archipels das Modell häufig zu hohe Eisdrift simuliert, während die Eisdrift in der Framstraße oft unterschätzt wird.

Die Korrelation der Eisdriftkomponenten (Abbildung 4.15) bestätigt zum einen, dass das Modell die Eisdrift bei kleinen Werten überschätzt und bei großen Werten unterschätzt. Zum anderen sind die Problemfälle, bei denen entweder die simulierte oder die gemessene Drift fast null sind, gut zu erkennen. Die Korrelation liegt bei 0,83 (0,84) für die u -Komponente und bei 0,81 (0,84) für die v -Komponente, wobei die Werte in Klammern für den Fall gelten, dass nur Werte größer als 0,001 m/s betrachtet werden. Auch dies ist ein klarer Hinweis darauf, die simulierte winterliche küstennahe Eisdrift in folgenden Studien nicht zu verwenden.

Zufriedenstellend ist die Übereinstimmung zwischen simulierter und gemessener Driftrichtung, sofern nur Zeiten berücksichtigt werden, an denen die Eisdrift mindestens 0,01 m/s beträgt (Abbildung 4.16). Die Abweichung von der gemessenen Drift beträgt für die einzelnen Bojen über deren Lebensdauer gemittelt zwischen 3 und 17 Grad nach rechts.

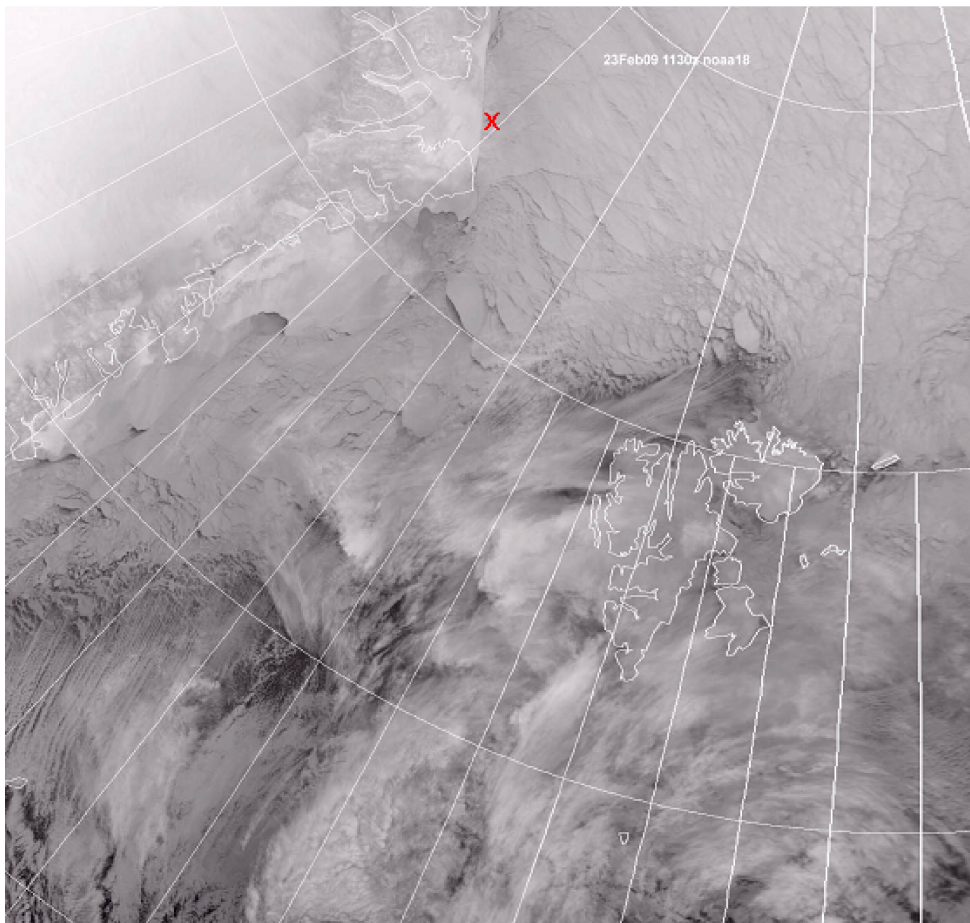
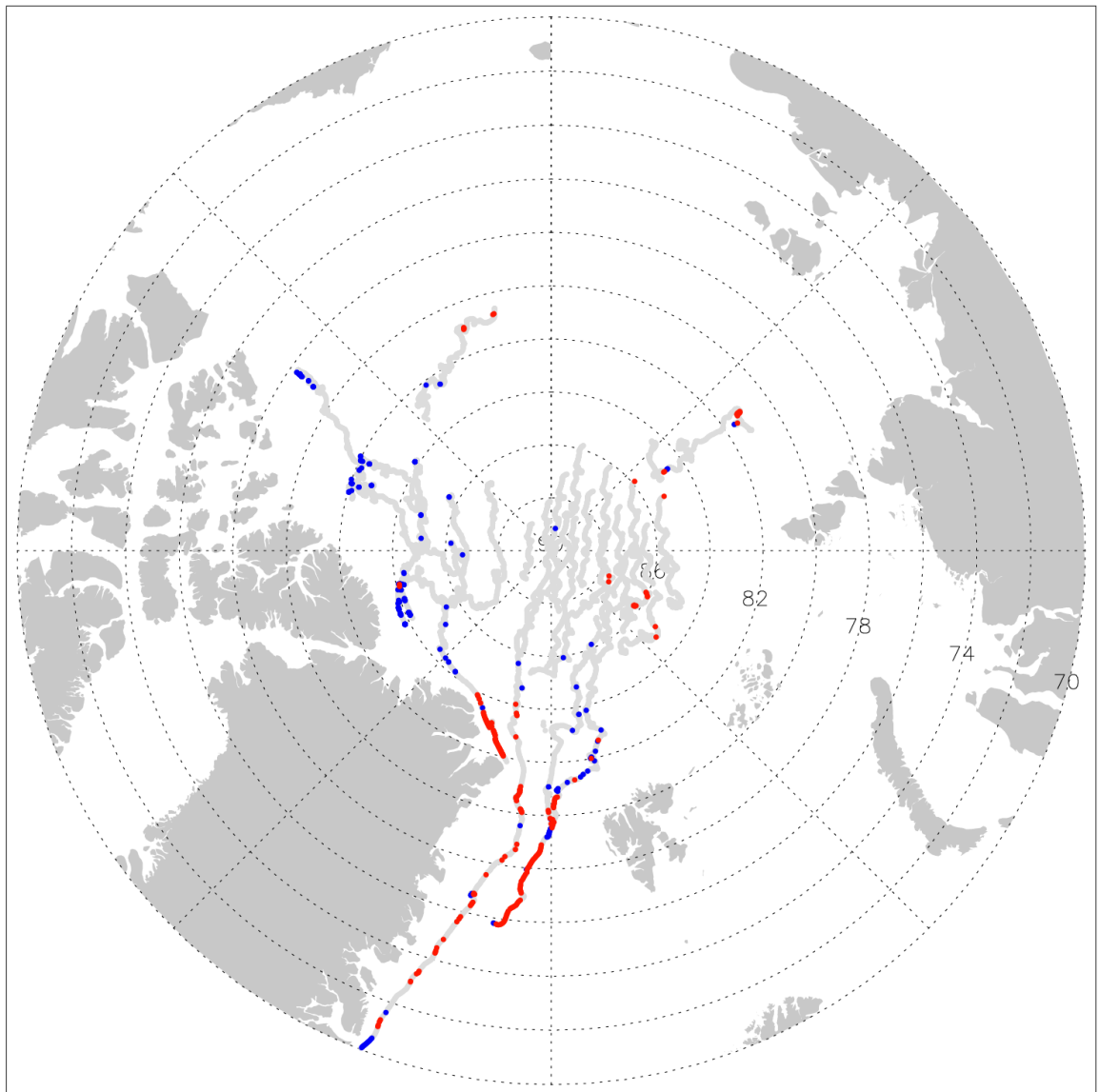


Abbildung 4.13: Position der Boje G am 23. 2. 2009.



Modell zu langsam
Modell zu schnell

Abbildung 4.14: Bojentransporttrajektorien von DAMOCLES 2007 und 2008. Farbig markiert sind Orte, an denen die Differenz der Beträge der simulierten und gemessenen Eisdrift 15 cm/s überschreitet (blau) oder unterschreitet (rot).

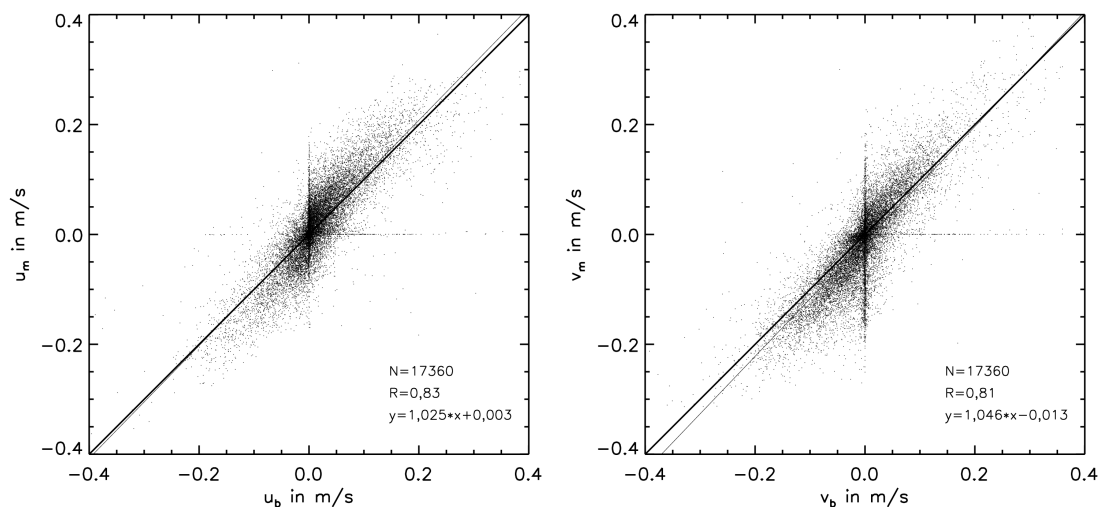


Abbildung 4.15: Gemessene (Index b) und simulierte (Index m) Eisdrift im Modell-Koordinatensystem für DAMOCLES 2008: u-Komponente (links) und v-Komponente (rechts). Dargestellt ist die Ausgleichsgerade sowie die Winkelhalbierende.

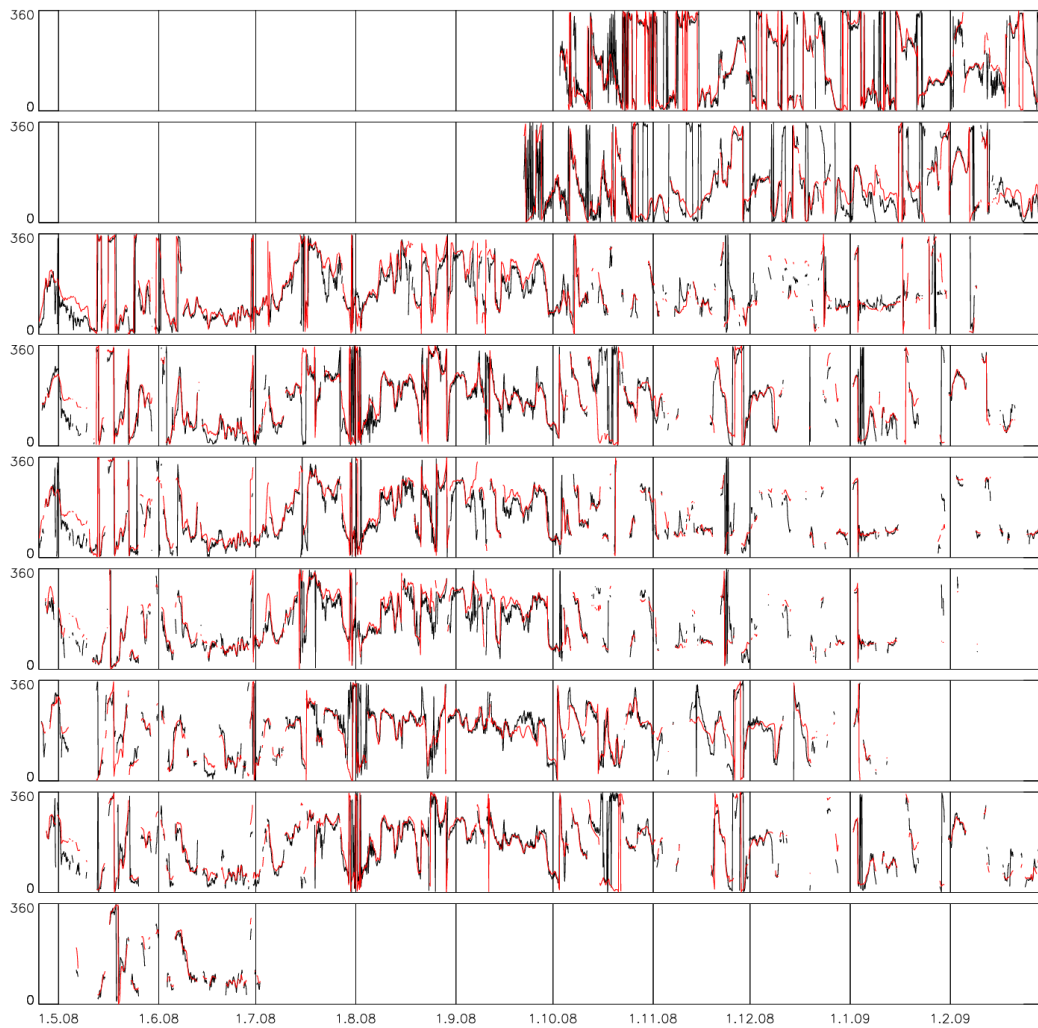


Abbildung 4.16: Gemessene Richtung der Eisdrift (schwarz) aller 9 Bojen im Vergleich zur simulierten Eisdrift (rot) über den kompletten Zeitraum von DA-MOCLES 2008. Es sind die Werte für die Zeiten dargestellt, an denen sowohl die gemessene Eisdrift als auch die simulierte Eisdrift mindestens 0,01 m/s betragen haben, da die Richtungsangabe unterhalb dieser Schwelle relativ unzuverlässig ist.

4.3.2 Vergleich der Eiskonzentration mit Satellitenmessungen

In diesem Abschnitt werden die Monatsmittel der simulierten und gemessenen Eiskonzentrationen untersucht. Dazu sind bereits in den Abbildungen 4.2 und 4.3 die Monatsmittel der simulierten und gemessenen Eiskonzentration für September 2007 und Februar 2009 dargestellt. Für September 2007 ist die simulierte Eisausdehnung größer als die gemessene Eisausdehnung. In Teilen des Kanadischen Archipels und der zentralen Arktis ist das Eis in der Simulation noch vorhanden, während es in der Realität geschmolzen ist. Im Bereich der Beaufort-See und der Framstraße wird die Eiskonzentration gut wiedergegeben. Die Lage des Eisrandes ist dort realistisch. In Teilen der zentralen Arktis ist die simulierte Eiskonzentration im Vergleich zu AMSR-E zu niedrig. Der Februar 2009 hingegen wird besser simuliert. Sowohl die Lage des Eisrandes als auch die Höhe der Eiskonzentration sind in Bezug auf AMSR-E realistisch.

In Abbildung 4.17 sind die jeweiligen Monatsmittel der Eiskonzentration für den Monat März der Jahre 2006–2008 dargestellt. Die Abbildung zeigt die simulierte und die gemessene Eiskonzentration. Die simulierte Eiskonzentration beträgt in der inneren Arktis großflächig 95 %, in weiten Teilen auch mehr als 98 %. Dabei ist die räumliche Verteilung der hohen Eiskonzentrationen von Jahr zu Jahr unterschiedlich. Das Jahr 2007 zeichnet sich im Vergleich zu den beiden anderen Jahren durch eine niedrigere Eiskonzentration im Gebiet bei 80° N 180° O aus. Gemeinsam ist allen drei Jahren, dass die Ostküsten Grönlands und Spitzbergens von Eis flankiert sind, Nowaja Semlja vollständig von Eis umgeben ist und östlich von Grönland ein vom restlichen Eis getrennter Bereich hoher Eiskonzentrationen zu sehen ist. Die Meereisbedeckung erstreckt sich an der Ostseite des nordamerikanischen Kontinents in der Labradorsee bis zur Grenze des Modellgebietes bei etwa 50° N.

Die gemessene Eiskonzentration in derselben Abbildung liegt größtenteils bei über 98 %. Eiskonzentration zwischen 95 % und 98 % kommen nur an wenigen Stellen vor. Die Ostküste Grönlands und Spitzbergens sind auch in den Messungen von Eis flankiert. Im Gegensatz zu den Simulationen ist die Westseite von Nowaja Semlja eisfrei. Die Messungen bestätigen, dass sich die Eisdecke bis in die Labradorsee erstreckt.

Wichtigste Ergebnisse des Vergleichs der Monatsmittel der simulierten und gemessenen Eiskonzentration für den Monat März sind zum einen, dass die Eisausdehnung im Modell realistisch wiedergegeben wird, und zum anderen, dass in der zentralen Arktis die simulierte Eiskonzentration etwas unter der gemessenen liegt.

Im September erreicht die eisbedeckte Fläche jedes Jahr ihr Minimum. Abbildung 4.18 zeigt die jeweiligen Monatsmittel für den September der Jahre 2006–2008. Die simulierte Eiskonzentration unterscheidet sich von Jahr zu Jahr erheblich. Bezogen auf die Eisausdehnung zeigt der September 2007 ein Minimum gegenüber

den anderen Jahren. Dies liegt daran, dass in diesem Jahr besonders große Teile der Laptewsee, der Ostsibirischen See, der Tschuktschensee und der Beaufortsee eisfrei sind. Auch die Verteilung der Eiskonzentration unterscheidet sich. So findet sich 2007 ein Gebiet mit Eiskonzentrationen über 98% in Teilen der Beaufortsee, während in den anderen Jahren niedrigere Werte vorherrschen. Im Vergleich zum März sind Spitzbergen, Nowaja Semlja, Baffin Bay eisfrei. Lediglich Teile der Ostküste Grönlands werden von Eis flankiert.

Die Satellitenmessungen ergeben in allen drei Jahren große Gebiete um den Nordpol herum mit Eiskonzentrationen von über 98%. Nördlich der Laptewsee und der Ostsibirischen See sind große Teile eisfrei. Damit ergibt sich, dass die Eisausdehnung im Modell an diesen Stellen zu groß ist. Die Beobachtungen bestätigen das Modell insoweit, als dass auch hier kein Eis um Spitzbergen, Nowaja Semlja und Baffin Bay festgestellt wurde.

Im September ist also die simulierte Eisausdehnung größer als die beobachtete, während die Konzentrationen unter den beobachteten Werten liegen. Daher wird festgestellt, dass die Übereinstimmung zwischen Simulation und Messung im Winter höher ist als im Sommer.

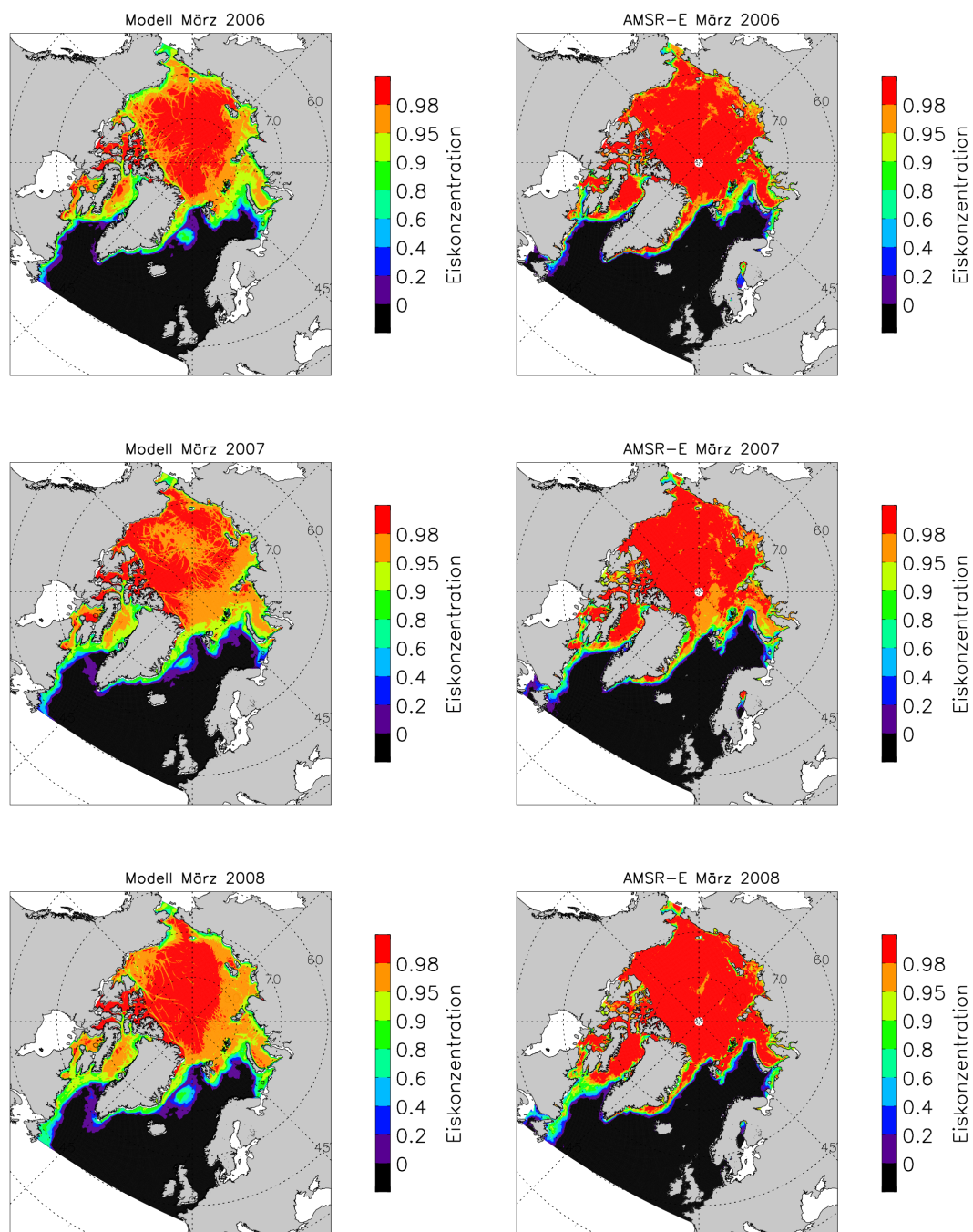


Abbildung 4.17: Monatsmittel der simulierten (links) und gemessenen (rechts) Eiskonzentration für den März der Jahre 2006–2008.

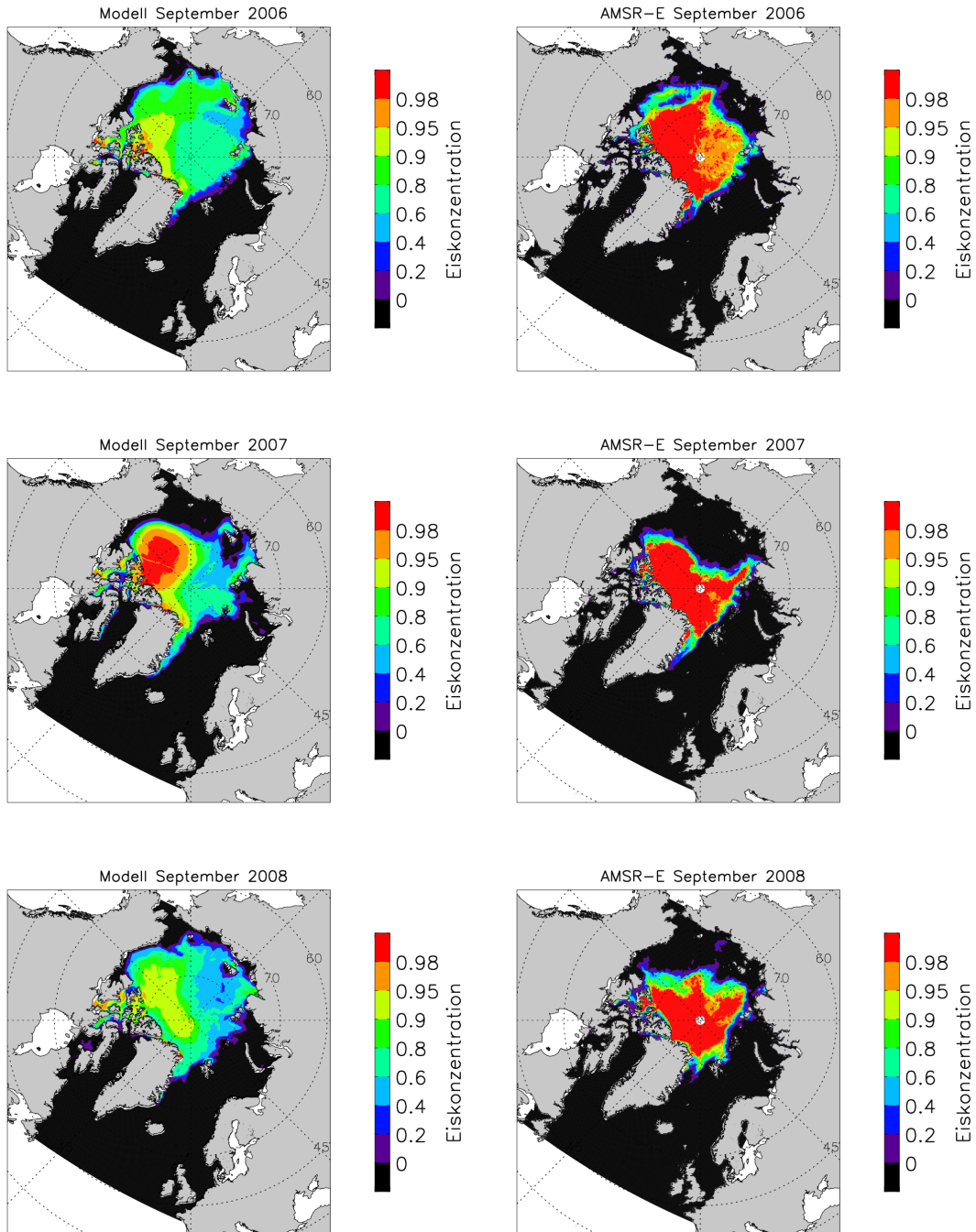


Abbildung 4.18: Monatsmittel der simulierten (links) und gemessenen (rechts) Eiskonzentration für den September der Jahre 2006–2008.

4.4 Windfaktor

Eine interessante Größe, die aus den Modellergebnissen abgeleitet werden kann, ist der Quotient aus Eisdriftgeschwindigkeit und Windgeschwindigkeit. Diese Größe wird im Folgenden Windfaktor genannt. Schon Nansen (1902) beobachtete, dass das Eis mit etwa 2% des Oberflächenwindes driftet und relativ zu diesem um 30° nach rechts gedreht ist. Für den einfachen Fall der freien Drift kann der Windfaktor leicht berechnet werden. Freie Drift bezeichnet dabei die Situation, dass die Eisdrift nur durch den Wind, die Ozeanströmung und die Corioliskraft beeinflusst wird, also keine internen Kräfte und auch keine Hangabtriebskräfte auftreten. Für diesen Fall kann der Windfaktor N_a nach Leppäranta (2005) oder Tang und Gui (1996) berechnet werden als

$$N_a = \sqrt{\frac{\rho_a C_a}{\rho_w C_w}}, \quad (4.1)$$

wobei ein Wert von 2,5% für die Arktis realistisch ist, bezogen auf den 10m-Wind. Für die freie Drift ergibt sich mit den in Tabelle 2.1 genannten Werten ein Windfaktor von 2,39% für alle in dieser Arbeit gezeigten Simulationen. Für den Fall der realen Eisdrift haben Serreze et al. (1989a) anhand von Bojenmessungen einen durchschnittlichen geostrophischen Windfaktor berechnet. Dieser wird aus dem geostrophischen Wind ermittelt und ist daher kleiner als der aus dem 10m-Wind berechnete Windfaktor. In dieser Arbeit wird immer der Windfaktor, der sich aus dem 10m-Wind ergibt, angegeben. Nach Serreze et al. (1989a) unterliegt der geostrophische Windfaktor saisonalen Schwankungen. Im Sommer liegt er bei 0,7%, im Winter bei 1,1%. Der Ablenkwinkel ändert sich von 18° im Sommer zu 5° im Winter. Der Grund für die saisonalen Schwankungen liegt in der unterschiedlichen Eiskonzentration und -dicke. Da das Modell den 10 m-Wind verwendet, muss noch ein Faktor zwischen geostrophischen Wind und 10 m-Wind berücksichtigt werden. Setzt man diesen konstant mit 0,6 an, so entspricht der geostrophische Windfaktor von Serreze und Barry (2005) einem Windfaktor zwischen 10 m-Wind und Eisdrift von 1,2% im Winter und 1,8% im Sommer.

Die aus den Modellergebnissen berechneten Werte des Windfaktors sind vom Verhältnis des atmosphärischen Schubspannungskoeffizienten zum ozeanischen Schubspannungskoeffizienten abhängig. Aus dem Modellantrieb und den Modellergebnissen wurden Monatsmittel der Betrages der Eisdriftgeschwindigkeit \vec{u}_i und der Windgeschwindigkeit \vec{u}_a ermittelt, indem zuerst für jeden Zeitschritt der Geschwindigkeitsbetrag berechnet und dann über alle Zeitschritte monatsweise gemittelt wurde. Daraus wurde der mittlere Windfaktor als \bar{u}_i/\bar{u}_a berechnet. Für das Gebiet nördlich von 85° N, also für einen großen Teil der inneren Arktis, wurde dann das Flächenmittel berechnet. Abbildung 4.19 zeigt den Verlauf des räumlich und zeitlich gemittelten Windfaktors. Der Windfaktor liegt im Bereich von 1,7% im April 2006 und 2,2% im September 2007. In allen drei simulierten Jahren liegt das Maximum des Windfaktors im September, wenn das Eis relativ dünn ist und die Eiskonzentration niedrig.

Als Beispiel für den Windfaktor im Sommer beziehungsweise Winter sind die Monatsmittel für September 2007 und Februar 2009 in Abbildung 4.19 dargestellt. In der Nähe der Küsten nimmt der Windfaktor ab, während er am Rand zum offenen Wasser, z. B. in der Framstraße und östlich von Kanada, am höchsten ist.

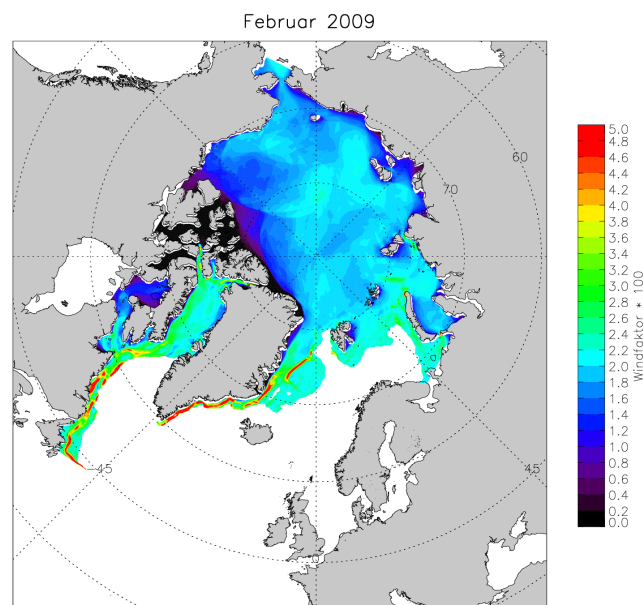
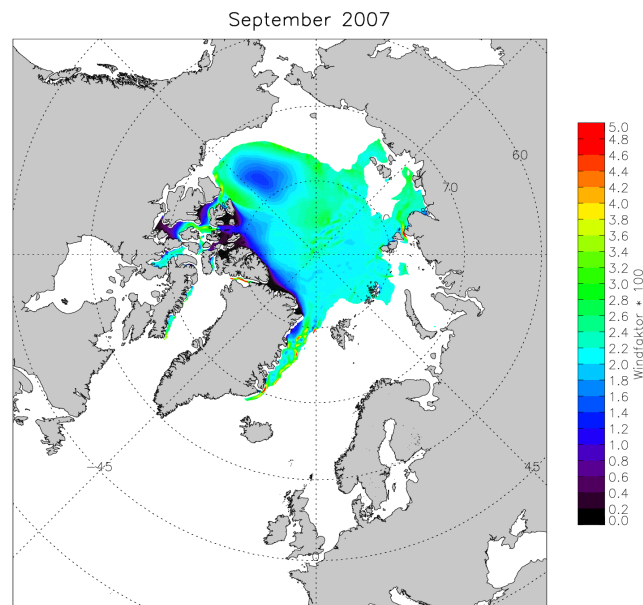
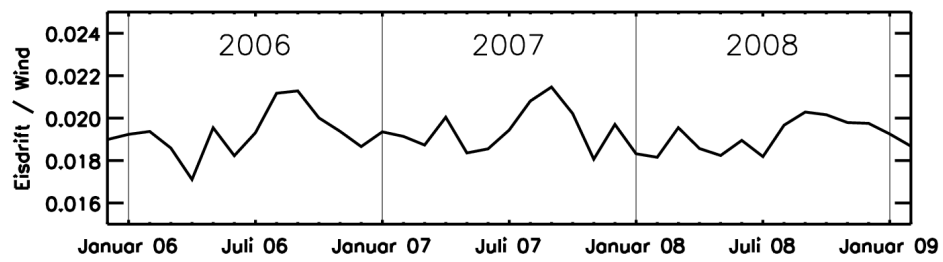


Abbildung 4.19: Zeitreihe des Windfaktors für das Gebiet nördlich von $85^{\circ} N$ (oben), Monatsmittel des Windfaktors für September 2007 (Mitte) und für Februar 2009 (unten).

4.5 Bewertung der Ergebnisse

Der Vergleich zwischen dem mit dem NAOSIM-Modell simuliertem Meereis und Beobachtungen zeigt eine unterschiedliche Güte in den simulierten Feldern: Die simulierte Eisdriftgeschwindigkeit stimmt bei DAMOCLES 2007 sehr gut überein, die Korrelationen zwischen simulierten und gemessenen u - und v -Eisdriftkomponenten sind mit 0,83 und 0,84 hoch. Ähnliches gilt für den Zeitraum Mitte Mai bis Mitte Oktober bei DAMOCLES 2008. In der restlichen Zeit von DAMOCLES 2008 ist die Übereinstimmung geringer. Das Modell überschätzt die Eisdrift und unterschätzt Extremereignisse wie zum Beispiel Stürme, bei denen sehr hohe Eisdriftgeschwindigkeiten auftreten. Im Bereich nördlich von Kanada wird die Eisdrift im Winter deutlich überschätzt. Weiterhin sind Bereiche in Küstennähe problematisch: Zum einen gibt es die Möglichkeit, dass landfestes Eis in der Simulation nicht auftritt. Zum anderen wurde auch das Gegenteil, hohe simulierte Eisdicken, die die Eisdrift zum Erliegen brachten und die in der Realität nicht vorlagen, beobachtet. Beide Fälle führen zu einer großen Diskrepanz zwischen Modell und Messung.

Zwischen der simulierten und der gemessenen Eisdrift gab es während der Kampagnen DAMOCLES 2007/2008 eine Richtungsabweichung. Diese lag, je nach Boje, zwischen 3 und 19 Grad, wobei die simulierte Drift nach rechts abgelenkt war. Diesen systematischen Fehler hat auch schon Schröder (2005) beobachtet und ihn auf die Ozeanströmung zurückgeführt.

Die simulierte Eiskonzentration stimmt im Winter gut mit der aus AMSR-E ermittelten Eiskonzentration überein. Die Lage des Eisrandes wird gut wiedergegeben. Im Sommer hingegen ist die Abweichung zwischen simulierter und beobachteter Eiskonzentration deutlicher.

Es zeigt sich, dass es wichtig ist, die Meereismodell-Parameter anhand von Driftbojenmessungen weiter zu optimieren. Ein erster Schritt sollte dabei sein, die Schubspannungsparameter anzupassen. Dieses könnte notwendig sein, da das Modell gegenüber früheren Versionen einen 6-stündlichen Antrieb verwendet. Im Vergleich dazu sind die vorher verwendeten täglichen Antriebsdaten deutlich geringer, da sie das Mittel über einen längeren Zeitraum darstellen.

Insgesamt liefert dieses Kapitel wichtige Erkenntnisse für die statischen Analysen zum Zykloneneinfluss im nächsten Kapitel. Zum einen wurde gezeigt, dass die simulierte Eisdrift generell geeignet ist für weitere Untersuchungen. Andererseits zeigt dieses Kapitel, dass die Güte der simulierten Eisdrift in einigen Gebieten problematisch ist. Weiterhin liefert das Kapitel Hinweise darauf, dass die Eiskonzentration bei der Ermittlung des mittleren Einflusses im nächsten Kapitel genauer betrachtet werden muss, da die Güte der simulierten Eiskonzentration saisonalen Schwankungen unterliegt.

Kapitel 5

Arktische Zyklonen im Zeitraum 2006–2008 und Auswirkungen auf das Meereis

In diesem Kapitel wird die Wirkung realer Zyklonen auf das simulierte Meereis untersucht. Im Gegensatz zu Kapitel 3 werden hier keine idealisierten Zyklonen vorgegeben; stattdessen wird der Einfluss der im Zeitraum 2006–2008 aufgetretenen Zyklonen auf die im Kapitel 4 vorgestellte Simulation analysiert. Für diese Analyse werden drei Datensätze miteinander kombiniert:

- die NAOSIM-Modellergebnisse (Eiskonzentration, Eisdicke, Eisdrift) aus dem im Unterkapitel 4.1 beschriebenen Simulationslauf für den Zeitraum 2006–2008,
- die AMSR-E Eiskonzentration (Abschnitt 4.2.2) und
- ein Zyklonendatensatz.

Der Zyklonendatensatz dient als Grundlage für weitere Untersuchungen in diesem Kapitel und wird in Unterkapitel 5.1 beschrieben. In einer Fallstudie (Unterkapitel 5.2) wird die Wirkung einer einzelnen starken Zyklone auf das Meereis betrachtet. Im Weiteren werden die Zyklonen nach verschiedenen Kriterien in Klassen zusammengefasst und es wird gezeigt, welche Wirkungen Zyklonen verschiedener Klassen auf das Meereis haben (Unterkapitel 5.3). Bei diesen Kriterien handelt es sich zum einen um den Zustand des Meereises, bestimmt durch die vorherrschende Eiskonzentration und Eisdicke, und zum anderen um die Intensität der Zyklone. Daraufhin wird untersucht, wie sich der Einfluss von Zyklonen in verschiedenen Jahreszeiten und Regionen unterscheidet.

5.1 Zyklonendetektionen

Im Folgenden wird ein Zyklonendatensatz beschrieben, welcher im 6-stündlichen Abstand die Position von Zyklonen wiedergibt und in dem den Zyklonen Eigenschaften wie z. B. Intensität und Radius zugeordnet sind. Die Detektion von Zyklonen und ihre Verfolgung in aufeinander folgenden Wetterkarten hat eine lange Tradition: Schon van Bebbber (1891) wertete manuell Zugbahnen von Tiefdruckgebieten aus und klassifizierte sie. Allerdings ist die manuelle Auswertung von Analysekarten sehr zeitaufwändig und außerdem von subjektiven Kriterien des Auswertenden abhängig. Mit der zunehmenden Verfügbarkeit von Computern bot sich die Möglichkeit, Zyklonenverfolgung (Zyklonentracking) reproduzierbar und nach objektiven Kriterien durch Algorithmen vorzunehmen. Jahnke-Bornemann (2010) beispielsweise benutzt ein vollständig automatisiertes Verfahren von Blender et al. (1997) für die Untersuchung von Zyklonen im Europäischen Nordmeer. Ein weiteres Beispiel für die Anwendung eines vollständig automatisierten Verfahrens findet sich in Serreze und Barrett (2008), die in NCEP-Reanalysen im langjährigen Mittel ein sommerliches Zyklonenmaximum in der zentralen Arktis feststellen. Daneben gibt es aber auch semi-automatisierte Verfahren, wie z. B. in Affeld (2003), der den Einfluss von Zyklonen auf den Eistransport in der Framstraße untersucht. Dazu erfolgte die Detektion automatisiert. Die Verbindung der Detektionen zu Zugbahnen wurde manuell durchgeführt. Einen guten Überblick über die unterschiedlichen Ansätze zum Finden und Verfolgen von Tiefdruckgebieten bieten Ulbrich et al. (2009).

Der hier verwendete Zyklonendatensatz wurde von Haller (2011) erstellt und basiert auf einem Algorithmus von Murray und Simmonds (1991), welcher im Folgenden kurz beschrieben wird. Zunächst wird vom zweidimensionalen Feld des auf Meeresniveau reduzierten Luftdrucks p an jedem Gitterpunkt die erste (p_x, p_y) und zweite Ableitung (p_{xx}, p_{yy}) gebildet. Der Laplace-Operator $\nabla^2 p = p_{xx} + p_{yy}$ ist dabei proportional zur geostrophischen Vorticity. An Gitterpunkten, an denen der Laplace-Operator ein lokales Maximum hat und außerdem einen bestimmten Schwellenwert überschreitet, liegt möglicherweise ein Tiefdruckgebiet. Wenn in einer Umgebung zu diesem Punkt ein Druckminimum existiert, dann erfolgt die exakte Positionsbestimmung des Kerns mittels eines iterativen Verfahrens. Eine Zyklonendetektion nach Murray und Simmonds (1991) ist von vielen Einstellungen abhängig, unter anderem von Grenzwerten von $\nabla^2 p$, von Suchradius um das Maximum des Laplace-Operators, von Suchgebiet und Art der Suche. Beim Zyklonentracking werden in einem weiteren Schritt die Detektionen zu Zugbahnen verbunden. Dabei erfolgt die Zuordnung der Detektionen zu den richtigen Zugbahnen anhand verschiedener Kriterien wie zum Beispiel vorhergehende Zugrichtung, Zuggeschwindigkeit und Kerndruck. Da in dieser Arbeit das Hauptaugenmerk auf der Untersuchung der Wirkung von Zyklonen *am Ort der Detektion* liegt, wird die Verbindung von Detektionen zu Zugbahnen im Allgemeinen nicht berücksichtigt. Einzige Ausnahme hiervon ist das Unterkapitel 5.2, in dem die Wirkung auf das Meereis am Fallbeispiel einer starken Zyklone analysiert wird. Neben Ort und Zeit

einer Detektion werden in dieser Arbeit zwei weitere Größen verwendet: Radius und Intensität. Der Radius einer Zyklone ist ein gewichteter Abstand zwischen Kern und Rand; Rand ist hier definiert als der Ort, an dem $\nabla^2 p = 0$ ist. Die Intensität einer Zyklone ist definiert als $\nabla^2 p$.

Als Druckfelder für die Zyklonendetektion dienen die 6-stündlich vorliegenden Bodendruck-Analysen des ECMWF. Diese Daten liegen ursprünglich mit einer räumlichen Auflösung von $0,25^\circ$ vor, sie wurden aber aus programmtechnischen Gründen vor dem Detektionslauf auf eine Auflösung von $1,125^\circ$ interpoliert (Haller, pers. Mitteilung). Der in dieser Arbeit verwendete Zyklonendatensatz liegt für das Gebiet nördlich von 60° N und für den Zeitraum 2006-2008 vor. Insgesamt sind in diesem Datensatz 7987 Zyklonen enthalten (2006: 2627 Zyklonen, 2007: 2570 Zyklonen, 2008: 2790 Zyklonen). Als Beispiel für alle in einem Monat detektierten Zyklonen zeigt Abbildung 5.1 die Zyklonenzugbahnen im Januar 2006.

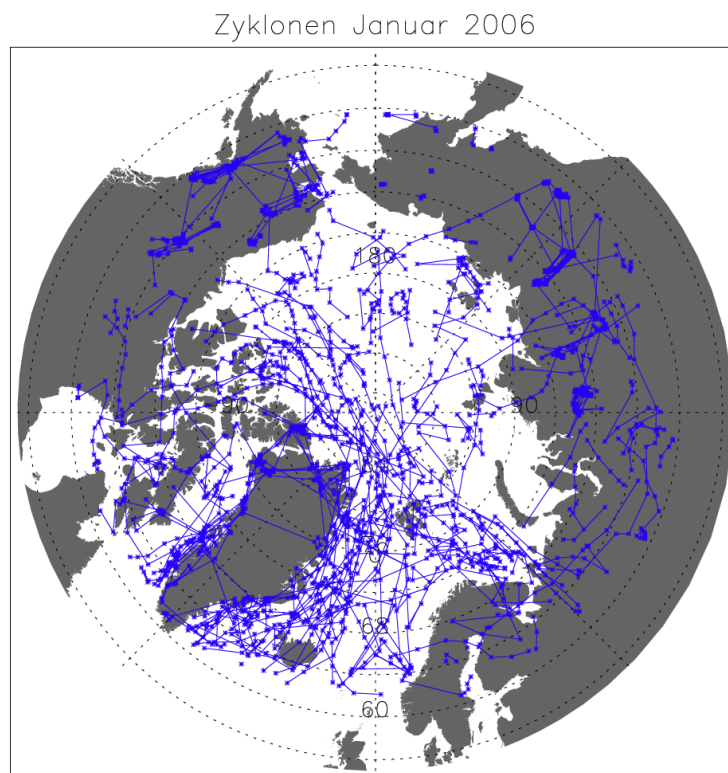


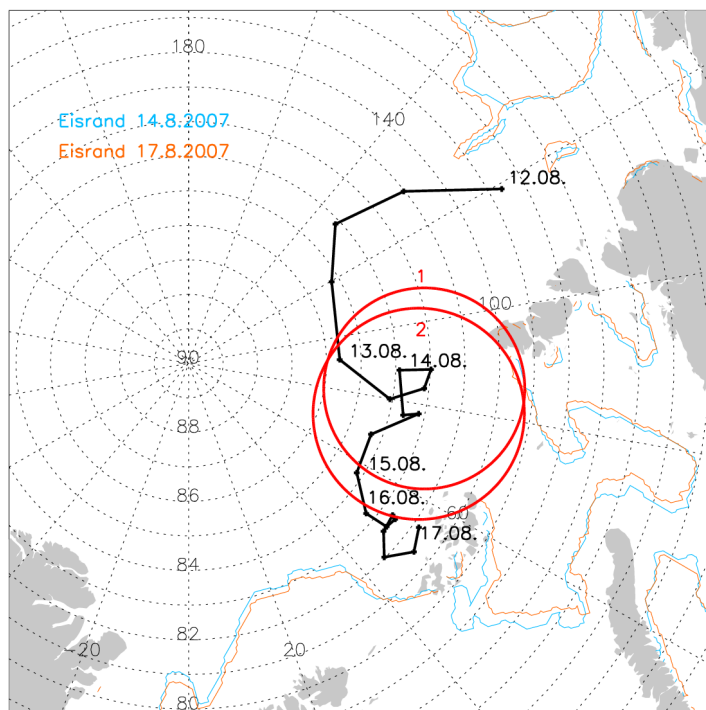
Abbildung 5.1: Als Beispiel für die im Zyklonendatensatz enthaltenen Zyklonen sind hier die Zyklonen für den Zeitraum Januar 2006 gezeigt.

5.2 Fallstudie Zyklone am 13./14. 8. 2007

Dieser Abschnitt beschreibt die Wirkung einer starken Zyklone, die im Laufe der Kampagne DAMOCLES 2007 in der Nähe des Bojenfeldes beobachtet wurde. Die Zyklone existierte in der Zeit vom 12. 8. 2007, 00 UT bis zum 19. 8. 2007, 18 UT. Abbildung 5.2 zeigt einen Ausschnitt ihrer Zugbahn, detektiert mit dem im Unterkapitel 5.1 beschriebenen Verfahren. Nach diesem Verfahren beträgt der Radius der Zyklone am 13. 8. 2007, 12 UT 324 km und am 14. 8. 2007, 12 UT 341 km. Am 14. 8. 2007, 00 UT lag der Kern der Zyklone bei $83,9^\circ$ N $88,1^\circ$ O (Abbildung 5.2 unten). Der Kerndruck betrug weniger als 988 hPa. Um den Druckgradienten abschätzen zu können, kann der Bodendruck von 1008 hPa am Nordpol herangezogen werden. Es ergibt sich ein Druckgradient von etwa 18 hPa / 660 km ($\approx 8,6$ hPa / 300 km), was in der Größenordnung der idealisierten Zyklonen aus Kapitel 3 liegt.

Die Windschubspannung, die aus den 10 m-Windkomponenten des Antriebs nach Gleichung 2.7 abgeleitet ist, zeigt die zyklonale Strömung um den Kern des Tiefdruckgebiets (Abbildung 5.3). Dabei ist das Strömungsfeld innerhalb des detektierten Zyklonenradius großräumig konvergent und außerhalb von einem divergenten Bereich umgeben. Nördlich des eingekreisten Gebiets, welches den detektierten Zyklonenradius kennzeichnet, und entlang des 135. östlichen Längengrades zeichnet sich der spiralförmige Verlauf der Front ab. Ein Vergleich der Windschubspannung mit dem detektierten Zyklonenradius zeigt, dass das Gebiet, in dem der Wind zyklonal um den Kern strömt, einen Radius hat, der mindestens das doppelte des detektierten Zyklonenradius beträgt. Die Eisdrift zeigt ebenfalls einen deutlich ausgeprägten zyklonalen Wirbel. Innerhalb des detektierten Zyklonenradius ist die Eisdrift, im Gegensatz zur Windschubspannung, divergent. Auch außerhalb des Zyklonenradius sind große Flächenanteile divergent, die im Windfeld konvergent sind. In der Simulation treten Eisdriftgeschwindigkeiten von bis zu 30 cm/s auf. Im Zeitraum vom 14. bis zum 17. 8. 2007 verlagert sich die Zyklone in südwestlicher Richtung und nähert sich dabei dem Eisrand. In diesem Zeitraum ist die Windrichtung in den verschiedenen Regionen relativ konstant; im Bereich der Framstraße und nördlich von Spitzbergen herrscht Nordwind und im Bereich der Barentssee und Karasee Westwind. Damit ist die Eisdriftrichtung ebenfalls zeitlich recht konstant und dieses wiederum führt zu einer Verschiebung des Eisrandes. Die Änderung der Lage des Eisrandes zwischen dem 14. und dem 17. 8. 2007 (Abbildung 5.2) folgt dabei der in Abbildung 5.3 gezeigten Strömungsrichtung des Eises. Nördlich von Spitzbergen liegt er nach drei Tagen etwa 25 km südlicher, in der Barentssee und Karasee wird der Eisrand um 20–45 km nach Osten verlagert.

Die simulierte Eiskonzentrationsänderung in den 24 Stunden vom 13. 8. 2007, 12 UT bis 14. 8. 2007, 12 UT zeigt Abbildung 5.4. Innerhalb des Zyklonenradius nimmt die Eiskonzentration großflächig um bis zu 5 Prozentpunkte ab, lokal um bis zu 10 Prozentpunkte. Außerhalb des Zyklonenradius sind zwei Bereiche zu unterscheiden: der erste Bereich umfasst das Gebiet nördlich von Spitzbergen, die Barentssee, Karasee und Laptewsee und weist infolge der Verschiebung des Eisrandes



Bodendruck, Zyklone und Bojenposition am 14.8.2007, 00UT

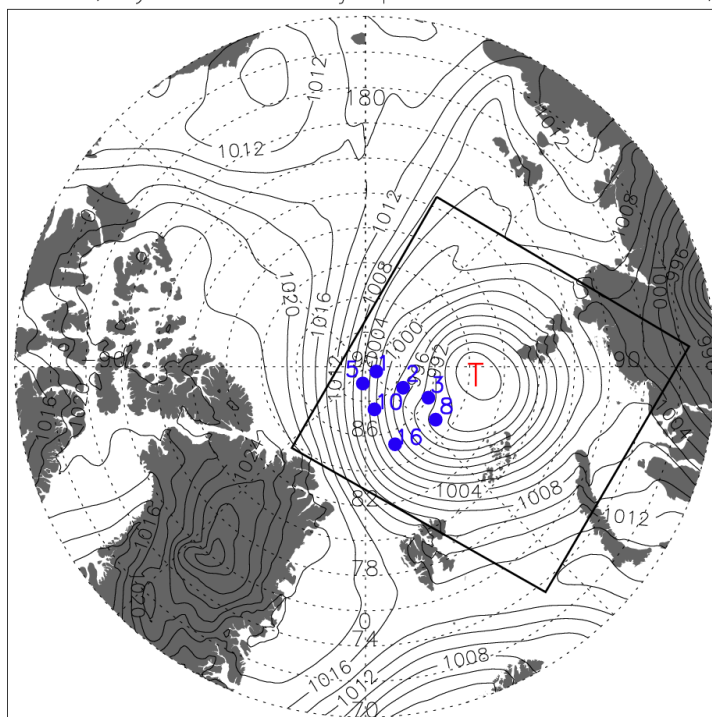


Abbildung 5.2: Oben: Zyklonenzugbahn vom 12. 8. 2007, 00 UT bis 17. 8. 2007, 00 UT. Die roten Kreise zeigen den jeweiligen Zyklonenradius am 13. 8. 2007, 12 UT (Beschriftung mit roter 1) und 14. 8. 2007, 12 UT (Beschriftung mit roter 2). Unten: ECMWF-Bodendruck am 14. 8. 2007, 00 UT, Zyklone (rotes T) und Bojen (blaue Punkte, mit Bojennummer). Der schwarze Kasten markiert das Gebiet, welches in den nächsten Abbildungen vergrößert dargestellt ist.

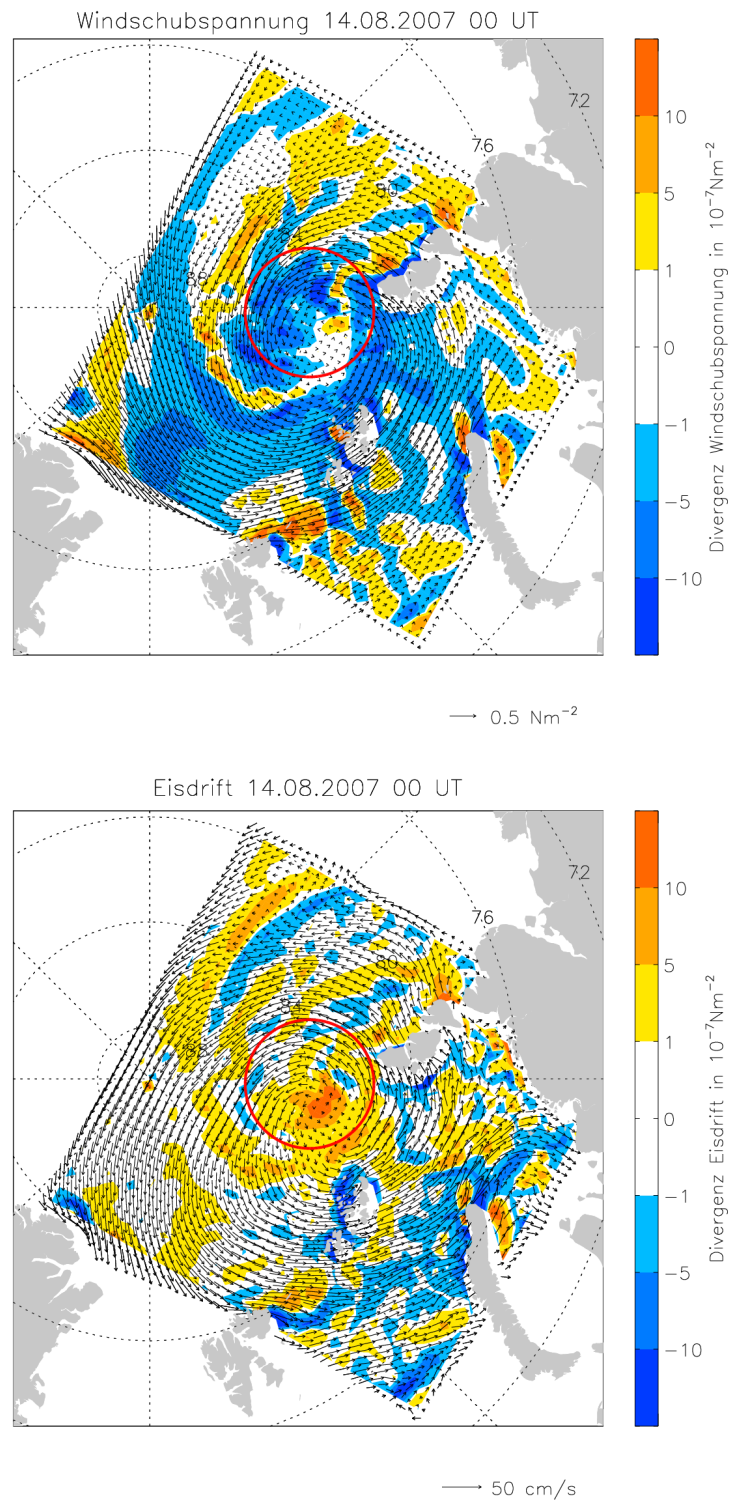


Abbildung 5.3: Oben: Windschubspannung und Divergenz der Windschubspannung am 14. 8. 2007, 00 UT. Unten: Eisdrift und Divergenz der Eisdrift am 14. 8. 2007, 00 UT. Der rote Kreis markiert den Zyklonenradius um die Position des Kerns. Dargestellt ist in x - und y -Richtung des Modellgitters jeweils nur jeder vierte Wert.

starke Zunahmen der Eiskonzentration auf. Dagegen nimmt die Eiskonzentration im zweiten Bereich, der inneren Arktis, großräumig ab. In der gleichen Abbildung ist die Änderung der Eiskonzentration aus AMSR-E-Messungen dargestellt. Im Gegensatz zu den Modellergebnissen liegen hier innerhalb des Zyklonenradius auch Gebiete, in denen die Eiskonzentration zunimmt. Die Verlagerung des Eisrandes mit den entsprechenden großen Zunahmen der Eiskonzentration ist auch in den Satellitendaten zu finden. In der Lapteewsee, östlich der Inselgruppe Sewernaja Semlja, wird eine im Modell nicht berechnete großflächige Zunahme gemessen. Im Bereich der inneren Arktis stimmen Modell und Beobachtung gut überein, beide zeigen eine ähnliche Abnahme der Eiskonzentration.

Differenzen beim Vergleich der Modellergebnisse mit AMSR-E-Eiskonzentrationen können sowohl auf Defizite in der Beobachtung als auch im Modell zurückzuführen sein:

- Die AMSR-E-Daten liegen nur mit einer Auflösung von 24 Stunden vor und sind aus verschiedenen Satellitenüberflügen während eines Tages zusammengesetzt.
- Laut Spreen et al. (2008) liegt der Fehler in der Bestimmung der AMSR-E-Eiskonzentration bei unter 10 %, wenn die Eiskonzentration hoch ($> 65\%$) ist. Im Sommer ist es schwierig, AMSR-E-Eiskonzentrationen richtig zu interpretieren, da Mikrowellensignale bei niedrigen Eiskonzentrationen denen von Schmelztümpeln sehr ähneln. Ein Nachteil des für die Gewinnung der Eiskonzentration genutzten 89 GHz-Kanals ist der ausgeprägte Einfluss des atmosphärischen Wolkenwassers bzw. Wasserdampfs auf die Helligkeitstemperaturen. Trotz entsprechender Filter lässt sich der atmosphärische Einfluss von klein- oder mesoskaligen Zyklonen, welche in Bezug auf den Wassergehalt der Atmosphäre starke horizontale Gradienten verursachen, nicht komplett herausrechnen. Für niedrige Eiskonzentrationen neigt der verwendete ASI-Algorithmus dazu, die Eiskonzentration in Fällen hohen Wolkenwassergehalts (z. B. bei Zyklonen, die über den Eisrand ziehen) signifikant zu überschätzen.
- Eine vom Modell unrealistisch simulierte Eiskonzentration oder falsche Lage des Eisrandes wie z. B. nördlich von Spitzbergen und in der nördlichen Barents- und Karasee (Abbildung 5.4) führen ebenfalls zu großen Differenzen im Vergleich.

Die absoluten Werte der Eiskonzentration im Modell für den 14. 8. 2007 liegen deutlich unter der AMSR-E-Eiskonzentration. Schon in Abschnitt 4.3.2 wurde gezeigt, dass selbst die Monatsmittel der Eiskonzentration zwischen Modell und AMSR-E große Unterschiede aufweisen können. Daher sei hier verwiesen auf Abschnitt 5.3.1, in dem ein Filter zum Aussortieren von Zyklonen-Detektionen bei zu großen Diskrepanzen in der Eiskonzentration vorgestellt wird.

Wie wird die Eisdrift beim Zyklonendurchzug beeinflusst? Zur Beantwortung dieser Frage wird die Drift zweier Bojen betrachtet. Boje 3 und Boje 8 sind von allen

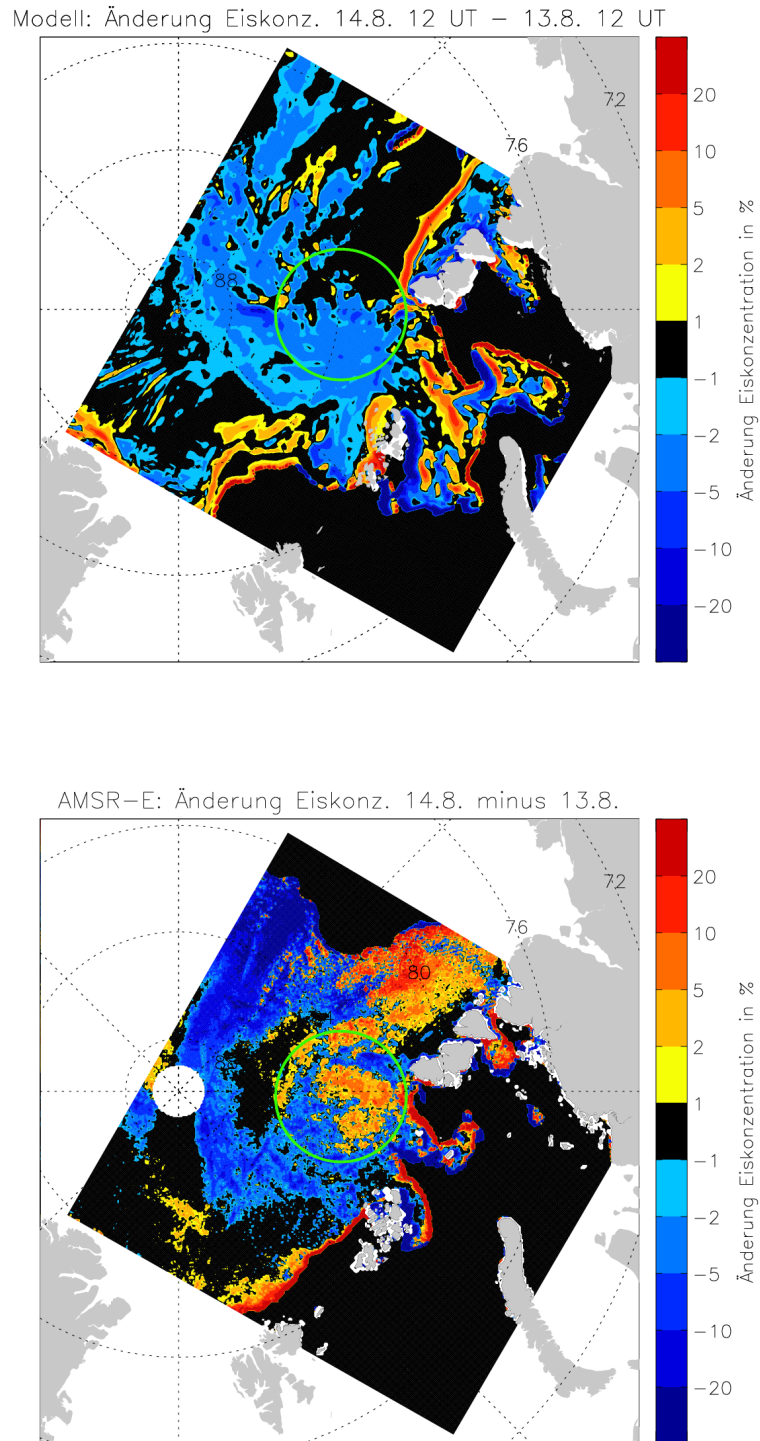


Abbildung 5.4: Änderung der simulierten (oben) und gemessenen (unten) Eiskonzentration vom 13. 8. 2007 auf 14. 8. 2007. Der grüne Kreis markiert den Zyklonenradius um die Position des Kerns.

Bojen am 14. 8. 2007, 00 UT dem Kern des Tiefs am nächsten (Abbildung 5.2). Die Trajektorien der Bojen 3 und 8 weisen in den zehn Tagen vom 16. bis zum 26. 8. 2007, also nach Zyklonendurchgang, ein interessantes Muster auf. Abbildung 5.5 oben zeigt für Boje 3, dass die Eisdrift im Vergleich zum Wind nach rechts gedreht ist. Wichtiger ist hier aber, dass das Eis kreisförmige oder zykloidenartige Bewegungen ausführt. Während des Zyklonendurchgangs erreicht die Eisdrift mit 50 cm/s sehr hohe Werte, nach Zyklonendurchgang liegen diese bei etwa 10 cm/s bis 30 cm/s (Abbildung 5.5 Mitte). Dabei tritt eine Schwingung mit einer Frequenz von etwa 12 Stunden auf. Eine Schwingung dieser Frequenz kann entweder eine Gezeitenschwingung oder eine Trägheitsschwingung sein, wobei eine Gezeitenschwingung entweder gegen oder im Uhrzeigersinn rotiert, während eine Trägheitsschwingung (in der Nordhemisphäre) immer im Uhrzeigersinn rotiert. Eine Trägheitsschwingung kann nach Lammert et al. (2009) durch Anregung aufgrund von Zyklonen erzeugt werden. Bei resonanter Anregung ist die Amplitude der Trägheitsschwingungen in Zugrichtung der Zyklone gesehen auf der rechten Seite besonders groß. Wie Abbildung 5.2 zeigt, liegt die Boje auf der rechten Seite der Zugbahn. Ob es sich um eine resonante Anregung handelt, wurde hier nicht geprüft. Bei der Beurteilung, ob es sich wirklich um eine Trägheitsschwingung handelt, kann das Powerspektrum der Eisdrift helfen: im Powerspektrum der Eisdrift treten durch M2- und S2-Gezeiten Maxima bei -2 Zyklen pro Tag (im Uhrzeigersinn) und/oder $+2$ Zyklen pro Tag (gegen Uhrzeigersinn) auf. Eine Trägheitsschwingung verursacht hingegen immer ein Maximum nahe bei -2 Zyklen pro Tag. Das Powerspektrum in Abbildung 5.5 (unten links) weist *vor* dem Zyklonendurchgang für die gemessene Eisdrift ein Maximum bei -2 Zyklen pro Tag auf, der entweder durch Gezeiten oder durch Trägheitsschwingung verursacht ist. Das Powerspektrum *nach* Durchzug der Zyklone (Abbildung 5.5 rechts unten) zeigt ein deutlicheres Maximum bei -2 Zyklen pro Tag. Das könnte so gedeutet werden, dass dieses Maximum durch Trägheitsschwingungen verursacht ist, und zwar angeregt durch die Zyklone. Eine andere Erklärung wäre, dass die Zyklone das Meereis aufgebrochen hat und so die Amplitude der Gezeitenschwingungen vergrößert.

Die simulierte Eisdrift zeigt im Vergleich zur gemessenen Eisdrift insgesamt realistische Werte (Abbildung 5.5 Mitte). Allerdings wird das Maximum der gemessenen Eisdrift von 50 cm/s mit knapp 35 cm/s im Modell deutlich unterschätzt. Im weiteren Verlauf gibt es außerdem um dem 19. 8. 2007 einen Zeitabschnitt, in dem die simulierte Eisdrift fast zum Erliegen kommt und damit stark von den Messungen abweicht. Diese Abweichungen in der Eisdrift sind nicht unbedingt einem Modellfehler zuzuschreiben. Eine andere Erklärung ist ein möglicher Fehler im Antrieb. Da die Boje in der Nähe des Zyklonenkerns liegt, könnte bereits ein kleiner Fehler in den Analysen starke Auswirkungen auf den Wind haben. Weiterhin zeigen die Powerspektren der simulierten Eisdrift nach dem Zyklonendurchgang nur ein sehr geringes Maximum bei -2 Zyklen pro Tag, was bedeutet, dass Trägheitsschwingungen, wenn überhaupt, nur wenig ausgeprägt sind. Sollte es sich bei dem Maximum hingegen um Gezeitenschwingungen handeln, dann ist offensichtlich, dass dieses in der simulierten Eisdrift nicht auftritt, da Gezeiten im Modell nicht berücksichtigt werden.

Die Trajektorie der Boje 8 zeigt, wenn auch weniger ausgeprägt als Boje 3, zyklische Schwingungen (Abbildung 5.6 oben). Im Vergleich zu Boje 3 ist die Eisdriftgeschwindigkeit bei Boje 8 durch das Modell besser wiedergegeben (Abbildung 5.6 Mitte). Die Powerspektren der Bojendrift zeigen auch bei dieser Boje Schwingungen mit einem Maximum nahe bei -2 Zyklen pro Tag. Auch in diesem Fall tritt dieses Maximum bei der simulierten Eisdrift nicht auf (Abbildung 5.6 unten).

Letzteres könnte der Tatsache geschuldet sein, dass die Ozeanströmung in der obersten Schicht des NAOSIM-Modells aus Gründen der numerischen Stabilität stark gedämpft ist und sie deshalb selbst durch das Eis nicht zu Trägheitsschwingungen angeregt wird.

Was haben wir aus diesem Fallbeispiel gelernt?

- Die simulierte Eisdrift ähnelt in ihrer zyklonalen Struktur der Strömung des vorgegebenen Windfeldes.
- Der Einfluss der Zyklone scheint weit über den berechneten Zyklonenradius hinauszureichen.
- Während das Windfeld weitgehend konvergent ist, ist die Eisdrift überwiegend divergent.
- Die simulierte Eiskonzentration wird unter Zykloneneinfluss reduziert.
- Die AMSR-E-Eiskonzentration bestätigt in großen Teilen den Rückgang der Eiskonzentration.
- Das Modell simuliert die Eisdrift insgesamt zufriedenstellend, aber es unterschätzt die Extremwerte bei starker Eisdrift.
- Die Zyklone kann Eis zu Schwingungen mit einer Schwingungsdauer nahe 12 Stunden anregen. Im Modell werden diese nicht oder nur sehr schwach wiedergegeben.

Insgesamt bestätigt dieser Einzelfall viele Aspekte der Simulation mit der idealisierten Zyklone in Kapitel 3.

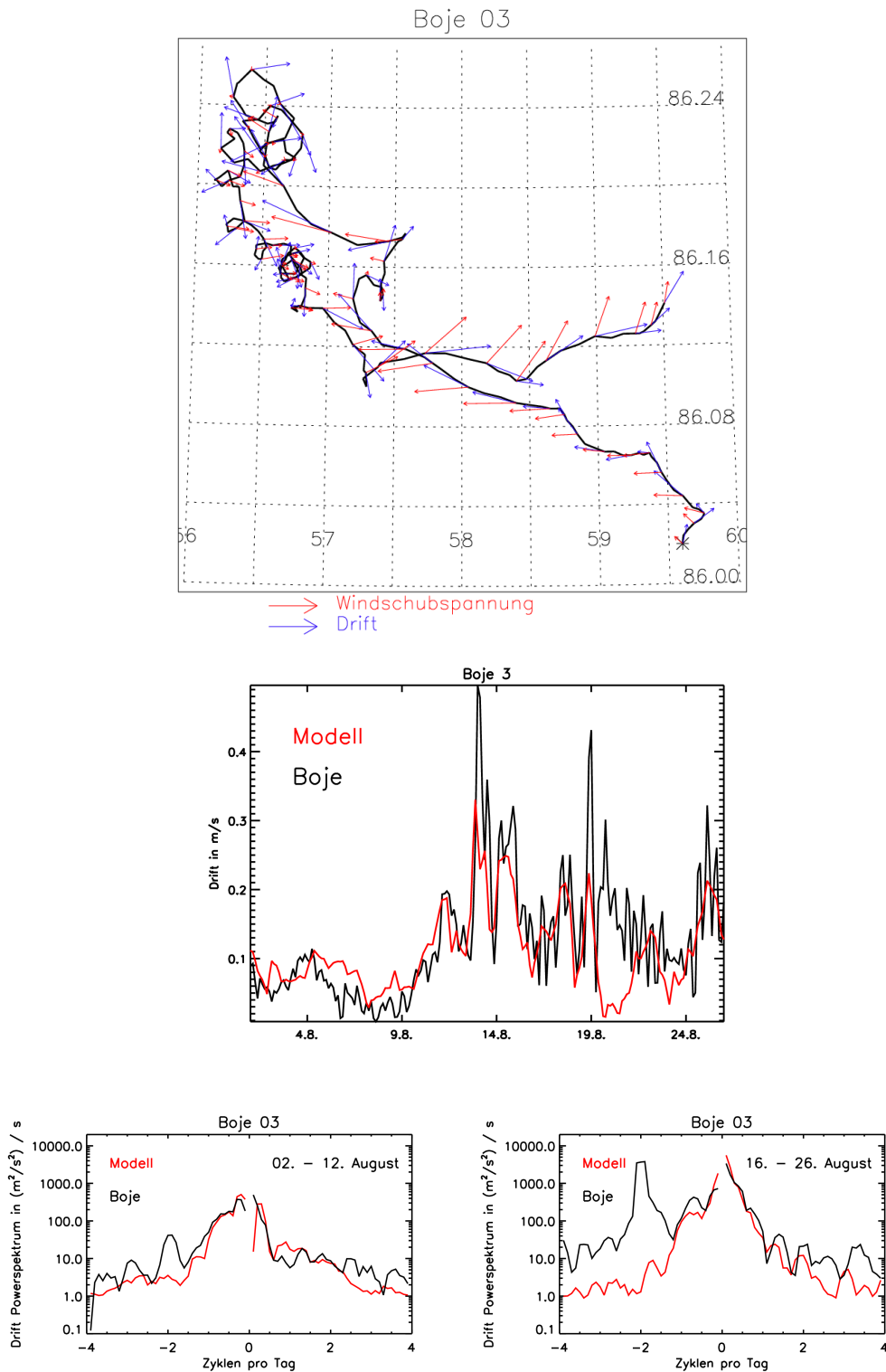


Abbildung 5.5: Oben: Trajektorie der Boje 3 im Zeitraum vom 16. 8. 2007, 00 UT bis 26. 8. 2007, 00 UT. Vektoren der Windschubspannung und der Eisdrift im 3-stündlichen Abstand. * markiert den Startpunkt der Trajektorie. Mitte: gemessene und simulierte Eisdriftgeschwindigkeit. Unten: Powerspektrum der Drift vor (links) bzw. nach (rechts) Durchgang der Zyklone.

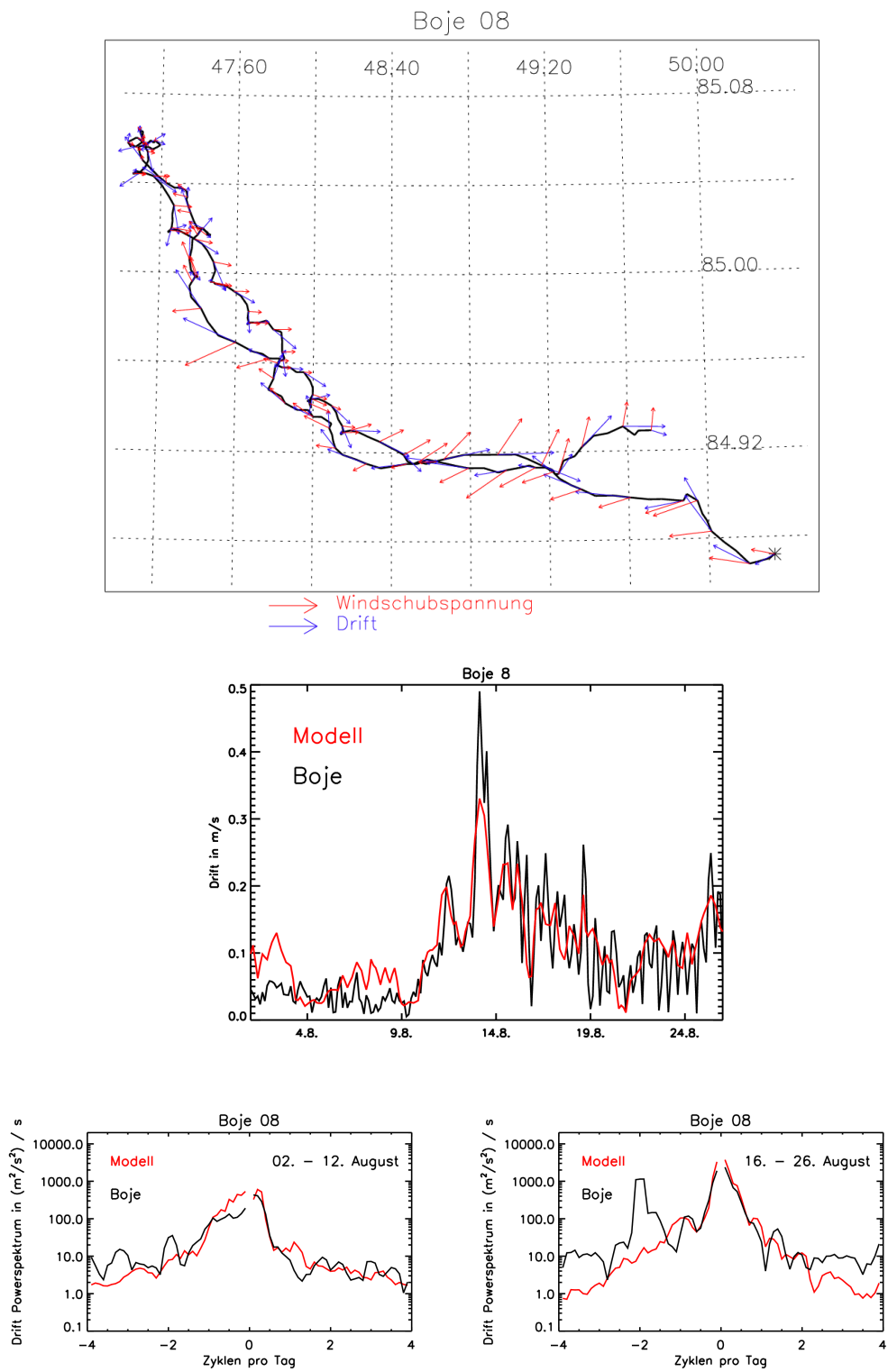


Abbildung 5.6: Wie Abbildung 5.5, für Boje 8.

5.3 Statistische Analyse der Wirkung von Zyklonen

Dieses Unterkapitel behandelt den *mittleren* Einfluss realer Zyklonen auf die Meereiskonzentration und Meereisdrift. Der Schwerpunkt der Betrachtung liegt also nicht auf der einzelnen Zyklone, sondern es wird die Wirkung aller Zyklonen von 2006 bis 2008 auf das Meereis statistisch untersucht. Im Rahmen der Untersuchungen werden die detektierten Zyklonen unterschiedlichen Klassen zugeordnet und der mittlere Einfluss jeder Klasse betrachtet. Mit den unten vorgestellten Untersuchungen sollen folgende Fragen beantwortet werden:

- Wie beeinflussen die anfänglichen Bedingungen der Eiskonzentration und -dicke die nachfolgende Wirkung von Zyklonen auf Meereiskonzentration und -drift? (Abschnitt 5.3.2)
- Wie unterscheidet sich die Wirkung von Zyklonen unterschiedlicher Intensitäten? (Abschnitt 5.3.3)
- Wie variiert die Wirkung von Zyklonen mit der Jahreszeit? (Abschnitt 5.3.4)
- Welche regionalen Unterschiede gibt es in der Wirkung? (Abschnitt 5.3.5)

Zunächst wird in Abschnitt 5.3.1 das Verfahren erläutert, mit dem die Zyklonendetektionen mit der simulierten und der aus AMSR-E-Satellitendaten ermittelten Eiskonzentration in Verbindung gebracht werden.

5.3.1 Klassifizierung der Detektionen

Auf alle im Zyklonendatensatz enthaltenen Detektionen wird ein geographischer Filter angewendet: Es sollen nur Detektionen berücksichtigt werden, die im Untersuchungsgebiet liegen. Zwei Anforderungen werden an das Untersuchungsgebiet gestellt. Erstens soll es einen möglichst großen Teil der zentralen Arktis umfassen, damit die Zahl der Zyklonen möglichst groß ist. Zweitens wurde in Kapitel 4 gezeigt, dass die Güte der simulierten Eisdrift mit abnehmender Entfernung zur Küste geringer wird, daher soll dieser Bereich nicht enthalten sein. Thorndike und Colony (1982) haben festgestellt, dass der Einfluss der Küste auf die Eisdrift bis in eine Entfernung von 400 km nachgewiesen werden kann. Daher wurde als Untersuchungsgebiet der Bereich der Arktis gewählt, der mindestens 300 km von der nächsten Küste entfernt ist. Zwischen 0° O und 45° O wurde die Grenze auf den 85. nördlichen Breitengrad gelegt, um die Framstraße, welche nicht zur zentralen Arktis gehört, auszuklammern. Das auf diese Weise definierte Untersuchungsgebiet zeigt Abbildung 5.7. Eine weitere Unterteilung des Untersuchungsgebiets in vier Sektoren wird in Abschnitt 5.3.5 vorgenommen.

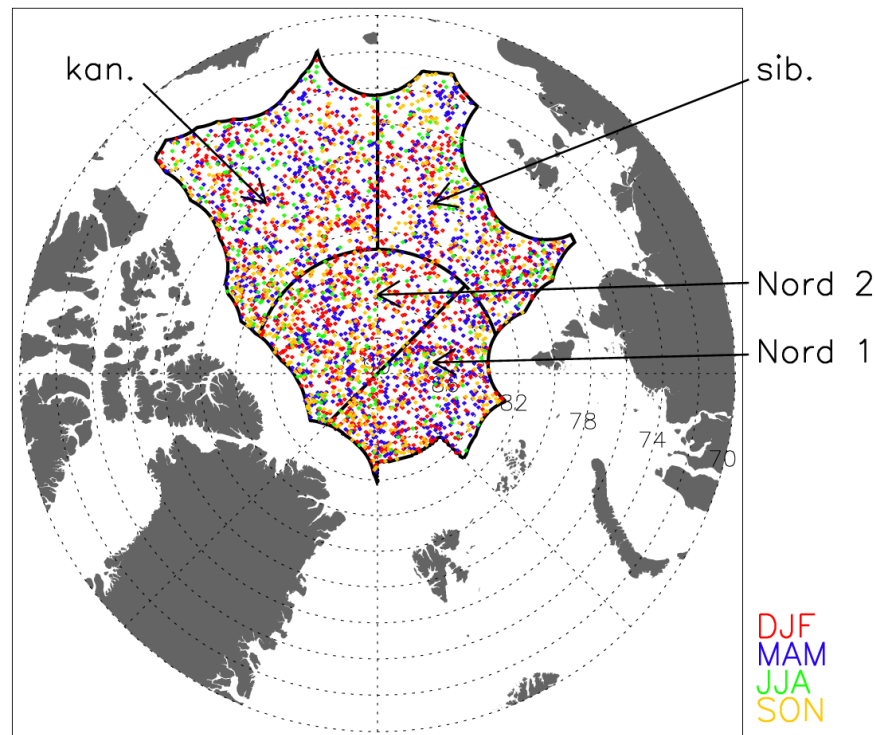


Abbildung 5.7: Untersuchungsgebiet und räumliche und jahreszeitliche Verteilung der Detektionen für die Jahre 2006 bis 2008.

Im nächsten Schritt wird sichergestellt, dass die Abweichungen zwischen simulierter und von AMSR-E beobachteter Eiskonzentration am Ort der Detektion nicht zu groß sind. Dabei wird davon ausgegangen, dass nur unter annähernd gleichen Eiskonzentrationen die simulierten und beobachteten Auswirkungen auf das Eis miteinander verglichen werden können. In Kapitel 4.3.2 wurde bereits gezeigt, dass sowohl die eisbedeckte Fläche als auch die Eiskonzentration aus der Simulation und den Messungen besonders im Sommer voneinander abweichen. Abbildung 5.8 verdeutlicht dies noch einmal: Dargestellt ist für jede Detektion die mittlere Eiskonzentration im Detektionsradius um den Ort der Detektion. In den Monaten Juni bis September weichen die mittleren Eiskonzentrationen zwischen Simulation und Beobachtung häufig voneinander ab. AMSR-E hat die Tendenz, die Eiskonzentration im Sommer zu überschätzen (Spreen et al., 2008). Daraus resultiert, dass die Eiskonzentration des Modells in vielen Fällen unter der AMSR-E-Eiskonzentration liegt. Weiterhin gibt es auch einige Detektionen, in denen die beobachtete Eiskonzentration Null ist: dies ist dann der Fall, wenn das Modell eine zu große Eisausdehnung berechnet. Die restliche Zeit stimmen die Werte gut überein. Infolgedessen beeinflusst der hier angewendete Filter vor allem die Anzahl der Detektionen im Zeitraum Juni bis September: weicht die mittlere gemessene Eiskonzentration um mehr als 10 Prozentpunkte von der mittleren simulierten Eiskonzentration ab, so wird die Detektion nicht berücksichtigt (ADiff-Filter). Es wurde auch ein Filter getestet, der nicht auf die absolute Differenz, sondern auf die relative Differenz

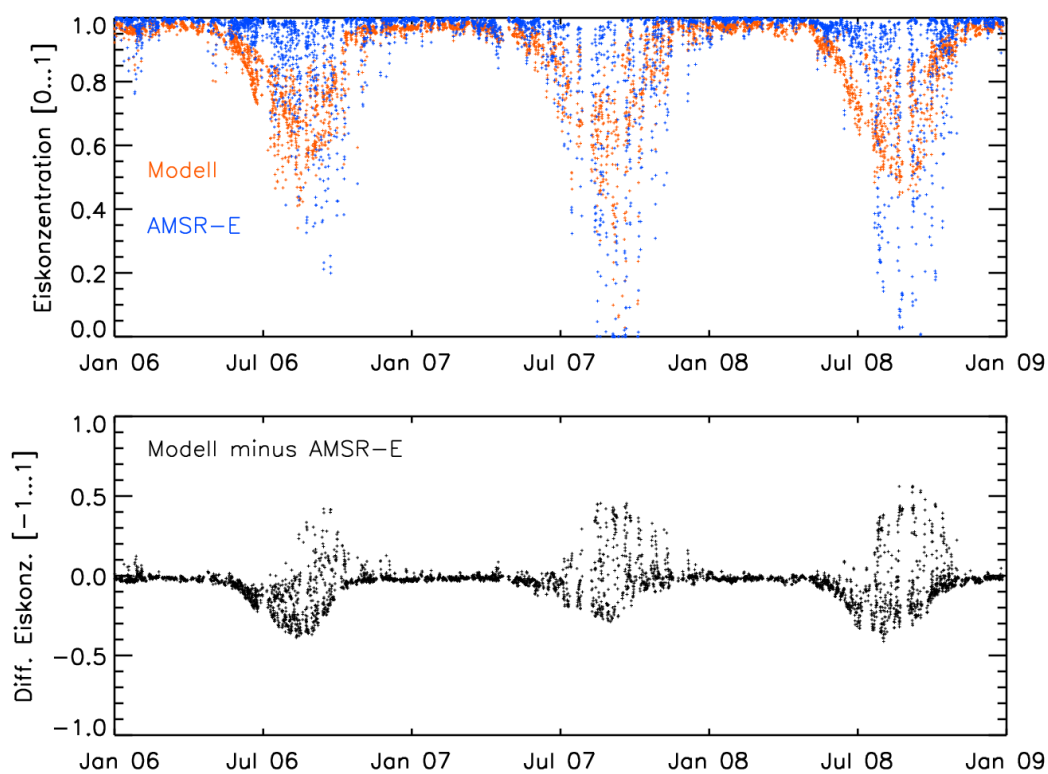


Abbildung 5.8: Oben: Mittlere Eiskonzentration von Modell und AMSR-E innerhalb des Detektionsradius für alle 5057 Detektionen. Unten: Differenz zwischen der mittleren simulierten und der mittleren gemessenen Eiskonzentration.

abzielt: die höhere Eiskonzentration durfte nicht größer sein als 110 % der geringeren Eiskonzentration. Ein Vergleich der beiden Varianten der ADiff-Filters ergab indes, dass die Wahl des Filters das Ergebnis kaum beeinflusst.

Tabelle 5.1 zeigt die Auswirkungen des Filters auf die Anzahl der berücksichtigten Detektionen für die Jahre 2006 bis 2008. Es ist ersichtlich, dass der ADiff-Filter über den gesamten Zeitraum gut 30 % der Detektionen aussortiert. In dieser Tabelle ist auch jeweils die Zahl der Zyklonenzugbahnen aufgeführt, zu denen die Detektionen gehören. Jede Zyklone geht mit durchschnittlich 5,05 Detektionen, d. h. mit etwa 30 h Lebensdauer, in die Statistik ein.

Detektionen (Zykl.)	2006	2007	2008	Gesamt
Nördlich von 60° N	23220 (2627)	23171 (2570)	24014 (2790)	70405 (7987)
Im Untersuchungsgeb.	1874 (316)	1462 (248)	1721 (304)	5057 (868)
Nach ADiff-Filter	1244 (248)	1100 (204)	1152 (240)	3496 (692)

Tabelle 5.1: Auswirkungen des Filters auf die Anzahl der verwendbaren Detektionen (Zyklonen).

Eine Anmerkung zu den Detektionen: Man könnte einwenden, dass Zyklonen mit vielen Detektionen gegenüber Zyklonen mit wenigen Detektionen verstärkt ins Gewicht fallen. Aus diesem Grund wurde untersucht, ob die im Folgenden präsentierten Ergebnisse sich wesentlich ändern, wenn pro Zyklone nur eine Detektion (zum Beispiel die erste Detektion oder die zeitlich gesehen mittlere Detektion) berücksichtigt wird. Dabei stellte sich heraus, dass die Ergebnisse nur unwesentlich davon abhängen, welche bzw. wie viele Detektionen pro Zyklone berücksichtigt wurden.

5.3.2 Abhängigkeit von Eisdicke und Eiskonzentration

Die Wirkung von Zyklonen auf das Meereis ist abhängig von der Beschaffenheit der Meereisdecke: Die internen Kräfte beeinflussen die Wirkung des atmosphärischen Antriebs auf die Eisdrift, da sie häufig entgegen den atmosphärischen Antrieb wirken. Sie sind von Eisdicke und Eiskonzentration abhängig und haben deshalb einen Jahresgang (Steele et al., 1997). Daher wird in diesem Abschnitt zunächst untersucht, wie der Einfluss der Zyklonen auf die Eiskonzentration von den Parametern Eisdicke und Eiskonzentration abhängt. Die mittlere Eisdicke und mittlere Eiskonzentration innerhalb des Detektionsradius dienen als Kriterien für die Zuordnung von Detektionen zu verschiedenen Klassen. Jede Detektion fällt anhand der Eisdicke in eines von 13 0,5 m-Intervallen, die den Bereich von 0 m bis 6,5 m abdecken. 50 Intervalle, jedes 2 % groß, decken für die Eiskonzentration den Bereich zwischen 0 % und 100 % ab. Die Anzahl der Detektionen in den Klassen ist höchst unterschiedlich (Tabelle 5.2). Die Tabelle zeigt, dass große Eisdicken nur bei hohen Eiskonzentrationen auftreten.

Für jede Klasse wird die mittlere Änderung der Eiskonzentration berechnet (Ab-

Eisdicke in m → ↓ Eiskonz. in %	0-0,5	0,5-1	1-1,5	1,5-2	2-2,5	2,5-3	3-3,5	3,5 - 4	4-4,5	4,5-5	5-5,5	5,5- 6	6- 6,5	6,5 -7
98-100		1	12	47	94	108	112	113	94	38	29	17	11	5
96-98		7	68	217	252	177	162	206	98	53	35	31	21	2
94-96		5	49	87	61	71	73	107	70	41	27	14	3	
92-94		3	21	19	24	59	29	37	32	20	13	3	8	4
90-92	1	15	19	13	31	46	24	33	20	13	11	12	6	2
88-90	2	10	16	4	15	22	8	24	8	5	7	4	1	
86-88		2	7	1	6	6	8	2	2	4	5	13	1	
84-86		1	4	1	6	3	4	4	2	4	5	2	1	
82-84	1		1		1	1	5	6		5	5			
80-82			1	1	2	4	1	1	1	1				
78-80	1	1	1	1	2	4	3		1					
76-78	2	1	1	1	2	1	6		1					
74-76	1	1	1	2	2	4								
72-74	1					3								
70-72			1	1	1	3								
68-70		1	1	1	4	3								
66-68					2									
64-66	1	1	1	2	1	1								
62-64		1	2	1	1									
60-62	1	1	2	1	1									
58-60	2	4	1	1										
56-58	1	1	1	1										
54-56	1	1	1	2										
52-54	1	4	2											
50-52	1		1											
48-50		2												
46-48	1	3												
44-46	1	2	1											
42-44	3	1												
40-42	1													
38-40		1												
36-38	1	1												
34-36	1	1												
32-34														
30-32														
28-30														
26-28														
24-26														
22-24														
20-22														
18-20														
16-18														
14-16														
12-14														
10-12														
8-10	1													
6-8														
4-6		2												
2-4		8												
0-2														

Tabelle 5.2: Anzahl der Zyklonen-Detektionen pro Klasse in Abhängigkeit von der anfänglichen Eiskonzentration und Eisdicke: Die Anzahl der Detektionen pro Klasse ist sehr unterschiedlich, am häufigsten sind Eiskonzentrationen zwischen 96 % und 98 % bei Eisdicken von 1,5 m bis 4 m. Rot kennzeichnet diejenigen Klassen, in denen die mittlere Eiskonzentration innerhalb von 24 Stunden nach Zyklonendetektion zunimmt.

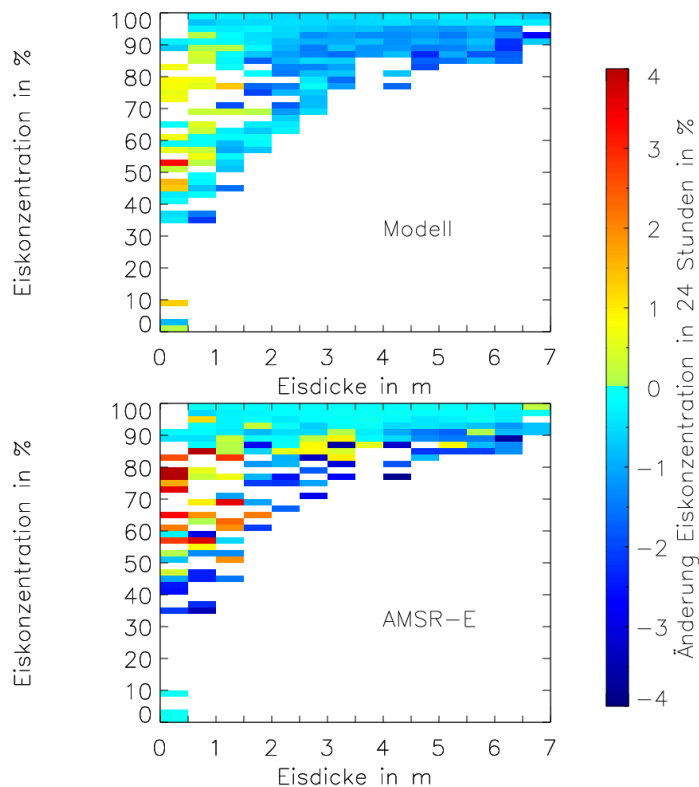


Abbildung 5.9: Änderung der mittleren Eiskonzentration innerhalb von 24 Stunden in Abhängigkeit von der vorher vorliegenden simulierten Eiskonzentration und Eisdicke: Modell (oben) und AMSR-E (unten).

bildung 5.9). Bei Eiskonzentrationen zwischen 45 % und 90 % sowie Eisdicken unter 1,0 m führen Zyklonen im Allgemeinen zu einer Zunahme der Eiskonzentration. In die Klassen, in denen es im Mittel zu einer Zunahme der Eiskonzentration kommt, fallen allerdings nur 1,92 % der Detektionen (67 von 3496, vergleiche Tabelle 5.2). In allen anderen Klassen wird die Eiskonzentration infolge der Zyklonen im Mittel reduziert.

Die AMSR-E-Eiskonzentrationen in Abbildung 5.9 bestätigen qualitativ die Modellergebnisse: In der überwiegenden Zahl der Klassen kommt es zu einer Verringerung der Eiskonzentration, aber im Bereich des dünnen Eises mit einem großen Anteil offenen Wassers gibt es auch einige Klassen mit einer Eiskonzentrationszunahme. Die Streuung der Werte benachbarter Klassen ist größer als im Modell. Über alle Detektionen gemittelt geht die Eiskonzentration um 0,6 Prozentpunkte (Modell) bzw. 0,3 Prozentpunkte (AMSR-E) zurück. Insgesamt liegt der Anteil der Detektionen mit abnehmender Eiskonzentration im Modell bei 83,2 %, bei AMSR-E hingegen nur bei 54,8 %.

5.3.3 Abhängigkeit von der Zyklonenintensität

Jeder Detektion ist eine Intensität zugeordnet. Die Abhängigkeit der Eiskonzentrationsänderung und der Eisdrift von der Intensität der auf die Meereisfläche wirkenden Zyklone wird in diesem Abschnitt untersucht.

Für diese Untersuchung wird jede Detektion anhand ihrer Intensität $I = \nabla^2 p$ einer von vier Intensitätsklassen zugeordnet. Die Intensitätsklassen decken den Bereich zwischen $I = 0$ und $I = I_{\max}$ so ab, dass jede Intensitätsklasse in etwa gleich viele Detektionen enthält. I_{\max} ist dabei die höchste Intensität, die unter allen Detektionen auftritt; I_{\max} beträgt $7,31 \text{ hPa}/(\text{Breitengrad})^2$, dies entspricht $5,9 \text{ hPa}/(100 \text{ km})^2$. Die Wertebereiche der Intensitätsklassen sind nicht gleich groß (Tabelle 5.3), die ersten drei Klassen decken die unteren 30% des Wertebereichs der Intensitäten ab. Alle restlichen Detektionen fallen in Intensitätsklasse 4, die damit auch diejenigen Detektionen enthält, welche zu Sturmtiefs gehören. Diese Einteilung der Klassen hat den Vorteil, dass die im Folgenden gezeigten Ergebnisse für die verschiedenen Intensitätsklassen alle gleich häufig sind. Eine andere, ebenfalls naheliegende Wahl für den Wertebereich wäre eine äquidistante Aufteilung zwischen 0 und I_{\max} gewesen. Da aber die Anzahl der Detektionen mit steigender Intensität stark abnimmt, hätte diese Wahl zum einen den Nachteil, dass dann in den Klassen unterschiedlich viele Detektionen enthalten wären und somit die Ergebnisse der Klassen nicht mehr gleich häufig aufträten. Zum anderen wäre aufgrund der geringen Anzahl der Detektionen mit hoher Intensität eine Betrachtung von Mittelwerten nicht mehr sinnvoll, da es sich dann nur um wenige Einzelfälle handelte – dies hätte dann zur Folge, dass der Zustand der anderen Parameter (wie zum Beispiel Eiskonzentration und Eisdicke) zu berücksichtigen wäre.

Intensitätsklasse	Anzahl Detektionen	Wertebereich in % von I_{\max}
I_1	830	0 – 14,5
I_2	880	14,5 – 20
I_3	973	20 – 30
I_4	812	30 – 100

Tabelle 5.3: Intensitätsklassen, Anzahl der Detektionen pro Klasse und Wertebereich der Intensitätsklassen.

Für jede Klasse wurden Windkomponenten und Windbetrag über alle Detektionen gemittelt (Abbildung 5.10 oben). Dargestellt ist das Mittel über die Windkomponenten als Vektoren, die den mittleren Transportweg der Luft zeigen, farblich unterlegt ist das Mittel über den Betrag der Windgeschwindigkeit. Die zyklonale Struktur des Windfeldes ist nicht auf den Detektionsradius beschränkt, sondern reicht bis zum doppelten Detektionsradius. Weiterhin ist erwartungsgemäß zu erkennen, dass zunehmende Intensität einhergeht mit höheren Windgeschwindigkeiten. Die maximale mittlere Windgeschwindigkeit steigt von ca. 4 m/s in Intensitätsklasse 1 auf knapp 9,5 m/s in Intensitätsklasse 4. Im Zentrum der Zyklone herrschen mittlere Windgeschwindigkeiten von unter 2,5 m/s (Intensitätsklasse 1)

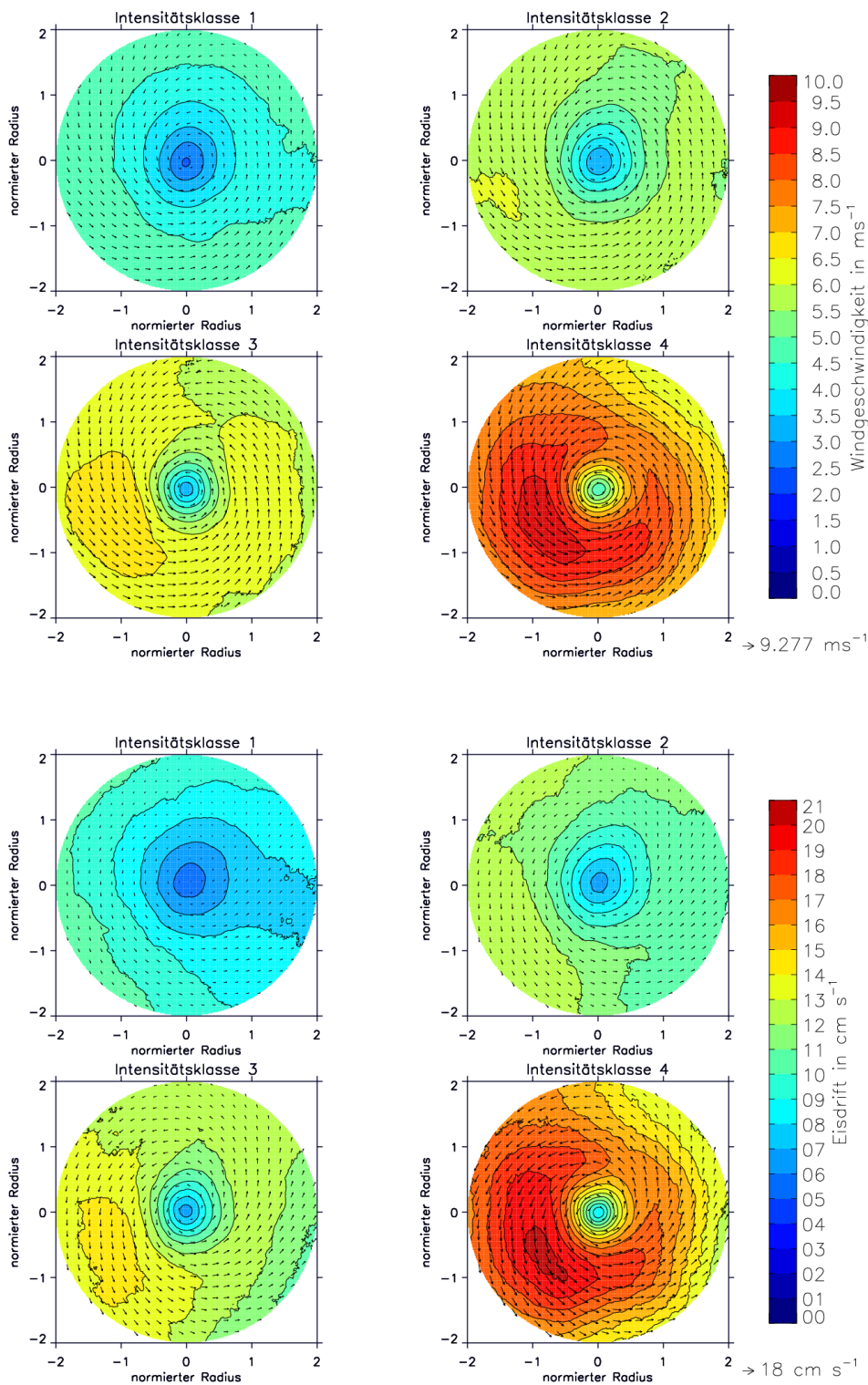


Abbildung 5.10: Über die Intensitätsklassen gemittelter Wind (oben) und gemittelte Eisdrift (unten) am Ort der Detektion, normiert mit dem Radius der Detektion. Dargestellt sind die gemittelten vektoriellen Komponenten (Pfeile). Farblich unterlegt ist der gemittelte Betrag der Wind- bzw. Eisdriftgeschwindigkeit. Der mittlere Radius steigt von 262 km in Intensitätsklasse 1 auf 340 km in Intensitätsklasse 4.

bis 4,5 m/s (Intensitätsklasse 4). Die in der gleichen Abbildung gezeigte Eisdrift spiegelt den zyklonalen Windeinfluss deutlich wider. Im Inneren der Detektion nimmt mit dem Wind auch die Eisdrift ab. Das Strömungsfeld des Eises ist in allen Intensitätsklassen, auch in der schwächsten, zyklonal.

Typischerweise verursacht die Coriolis-Kraft in der Nordhemisphäre eine Drehung der Eisdrift nach rechts relativ zum Wind. Der Ablenkwinkel zwischen Wind und Eisdrift ist wenig abhängig von der Intensität der Zyklone (Abbildung 5.11 oben). Er liegt großflächig bei 30° bis 35° . Anhand der Abbildung läßt sich erkennen, dass der Ablenkwinkel zum Kern hin abnimmt. Die räumliche Verteilung des Windfaktors ist in Abbildung 5.11 (unten) dargestellt. Es zeigt sich, dass der Windfaktor über die Fläche gemittelt mit zunehmender Intensität zunimmt. Der Medianwert des Windfaktors steigt mit der Intensitätsklasse von 1,92 % über 1,99 %, 2,02 % auf 2,11 %. Dass der Windfaktor mit steigendem Wind zunimmt, lässt sich wie folgt erklären: Die Hauptursache für die Beschleunigung von Eis ist die Windschubspannung, welche nach Gleichung 2.7 quadratisch vom Betrag der Windgeschwindigkeit U_{10} abhängt; daher ist zu erwarten, dass der Windfaktor u_i/U_{10} linear von U_{10} abhängt. Dies wird zum Beispiel auch von Perrie und Hu (1997) bestätigt: Diese simulieren mit einem Eisschollenmodell die Trajektorien von Eisschollen. Unter der Annahme, dass die internen Kräfte vernachlässigbar sind, erhielten sie einen Windfaktor von 2,3 % bei einem 10 m-Wind von 10 m/s und von 4 % bei einem 10 m-Wind von 18 m/s. Auch Omstedt et al. (1996) finden für dünnes Eis (0,5 m) bei einer Zunahme der Windgeschwindigkeit von 7 auf 25 m/s eine Zunahme des Windfaktors, allerdings nur von 2,3 % auf 2,7 %. Dabei bleiben interne Kräfte ebenfalls unberücksichtigt. Weiterhin ist in der Abbildung zu erkennen, dass ein Bereich mit hohem Windfaktor im Kern der Zyklonen-Detektionen nur bei niedrigen Intensitäten auftritt. Dieses ist vermutlich darauf zurückzuführen, dass die Windgeschwindigkeiten dort so gering sind, dass die Rolle der Ozeanströmung wichtiger wird. Diese sorgt dafür, dass bei einer gegen null gehenden Windgeschwindigkeit die Eisdrift nicht zum Erliegen kommt und damit der Quotient Drift/Wind, also der Windfaktor, beliebig anwächst.

Wie entwickeln sich Wind, Eisdrift und Windfaktor im Laufe einer Zyklonenpassage? Für die Untersuchung der zeitlichen Entwicklung werden die Zeitreihen des Windes und der Eisdrift wie folgt berechnet: Zuerst werden der Wind u und die Eisdrift u_i innerhalb des Detektionsradius für die Zeitspanne von -2 bis $+5$ Tage relativ zum Detektionszeitpunkt ermittelt. Anschließend wird mit dem Detektionsradius normiert, so dass alle Detektionen die gleiche Fläche haben und dann wird über alle Detektionen gemittelt, so dass man $u_{\text{mean}}(x,y,t)$ bzw. $u_{i,\text{mean}}(x,y,t)$ erhält, wobei der Punkt (x,y) innerhalb des Zyklonenradius liegt. Mittelt man dann über die räumlichen Koordinaten x und y innerhalb des Radius, so erhält man die in Abbildung 5.12 dargestellte Zeitreihe. Der Windfaktor wurde nicht als Quotient der beiden gezeigten gemittelten Zeitreihen berechnet, sondern zunächst für jeden Gitter- und Zeitpunkt jeder Detektion gesondert berechnet und anschließend analog zur Zeitreihe des Windes und der Eisdrift gemittelt. Da der Quotient Eisdrift/Windgeschwindigkeit bei kleinen Windgeschwindigkeiten beliebig große

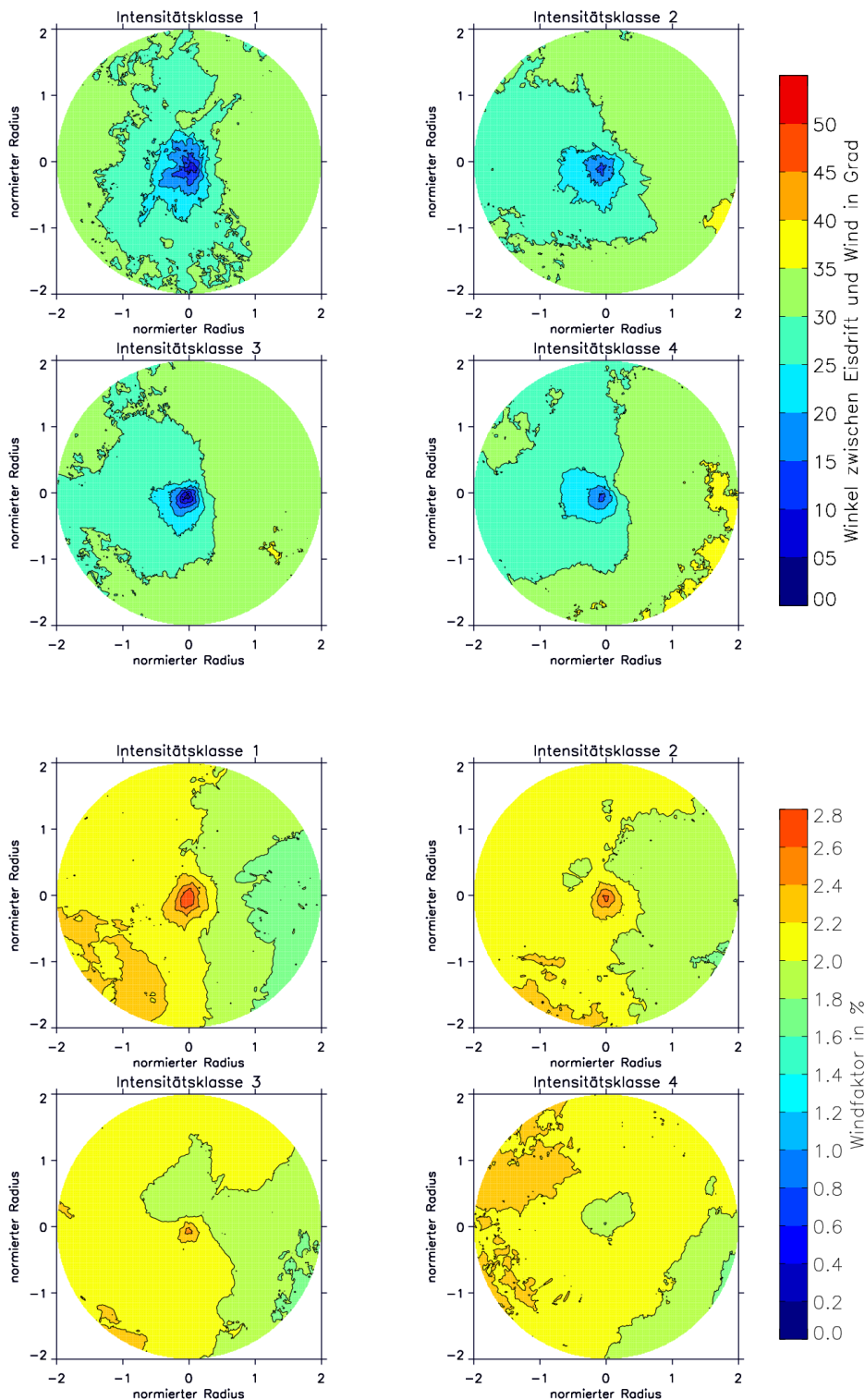


Abbildung 5.11: Räumliche Verteilung des Ablenkwinkels zwischen Windantrieb und Eisdrift (oben) und des Windfaktors (unten) für die verschiedenen Zyklonen-Intensitätsklassen.

Werte annehmen kann, wurde der Windfaktor nur für Schubspannungen von mindestens $0,01 \text{ N/m}^2$ berechnet (dies entspricht bei der verwendeten Parametrisierung einem Wind von mindestens $1,76 \text{ m/s}$). Die Zeitreihen der Windgeschwindigkeit zeigen in unterschiedlichen Intensitätsklassen unterschiedliches Verhalten: Während in den Intensitätsklassen 1 bis 3 die Windgeschwindigkeit ungefähr zum Detektionszeitpunkt hin ($t = 0$) abnimmt, liegt in Intensitätsklasse 4 an diesem Zeitpunkt ein deutliches Maximum vor. Dieses unterschiedliche Verhalten läßt sich anhand der Flächendarstellung der Windgeschwindigkeit in Abbildung 5.10 (oben) erklären. Betrachtet man dort die Windgeschwindigkeit innerhalb des einfachen Zyklonenradius (denn nur dieser wurde für die Ermittlung der Zeitreihen herangezogen), so ist folgendes festzustellen: In den Intensitätsklassen 1 und 2 ist der Betrag der Windgeschwindigkeit an den Rändern des einfachen Zyklonenradius am höchsten, zum Kern hin nimmt die Geschwindigkeit ab, während außerhalb des einfachen Zyklonenradius eine relativ konstante Windgeschwindigkeit vorherrscht. Wenn sich das Windfeld solch einer Zyklone dem Ort der Detektion nähert, dann ist klar, dass die über den einfachen Radius gemittelte Windgeschwindigkeit mit der Annäherung der Zyklone zunächst langsam und dann schneller fällt und schließlich zum Zeitpunkt der Detektion minimal ist, da dann das Windfeld zentriert im Berechnungsgebiet liegt. Anders hingegen ist die Situation in Intensitätsklasse 4. Hier liegt das Maximum der Windgeschwindigkeit zwischen dem einfachen und dem doppelten Radius. Das bedeutet, dass mit Annäherung der Zyklone zunächst die gemittelte Windgeschwindigkeit innerhalb des einfachen Radius zunimmt, weil eine Seite des Tiefs mit den maximalen Windgeschwindigkeiten innerhalb des einfachen Radius liegt. Intensitätsklasse 3 stellt einen Übergangsbereich zwischen den anderen Klassen dar. Für den gesamten 7 Tage langen Zeitraum gilt, dass die Windgeschwindigkeit mit der Intensitätsklasse zunimmt. Betrachtet man die Zeitreihen der Eisdrift, so weisen diese erwartungsgemäß einen ähnlichen Verlauf wie die Zeitreihen der Windgeschwindigkeit auf. Die Zeitreihen des Windfaktors zeigen, dass auch der Windfaktor in den verschiedenen Intensitätsklassen unterschiedlich ist. In Intensitätsklasse 1 bis 3 nimmt der mittlere Windfaktor zum Detektionszeitpunkt hin ab, während er in Intensitätsklasse 4 zum Zeitpunkt der Detektion sein Maximum erreicht.

Im Folgenden werden die Änderungen der Eiskonzentration untersucht: Für alle Detektionen einer Intensitätsklasse wird die Änderung der Eiskonzentration innerhalb von 24 Stunden bestimmt und dann über alle diese Änderungen gemittelt (Abbildung 5.13).

Es zeigt sich bei der Betrachtung der simulierten Eiskonzentrationsänderung: In allen Intensitätsklassen wird zentriert um den Kern eine Abnahme der Eiskonzentration berechnet. Mit zunehmender Intensität vergrößert sich das Gebiet, in dem die Eiskonzentration reduziert wird. Ebenso fällt die Reduktion mit zunehmender Intensität stärker aus. Einfacher gesagt: Je höher die Intensität, desto größer das Gebiet und desto größer die Werte des Rückgangs der Eiskonzentration. Die Änderung genau an der Position des Kerns liegt bei $-0,65$ Prozent-

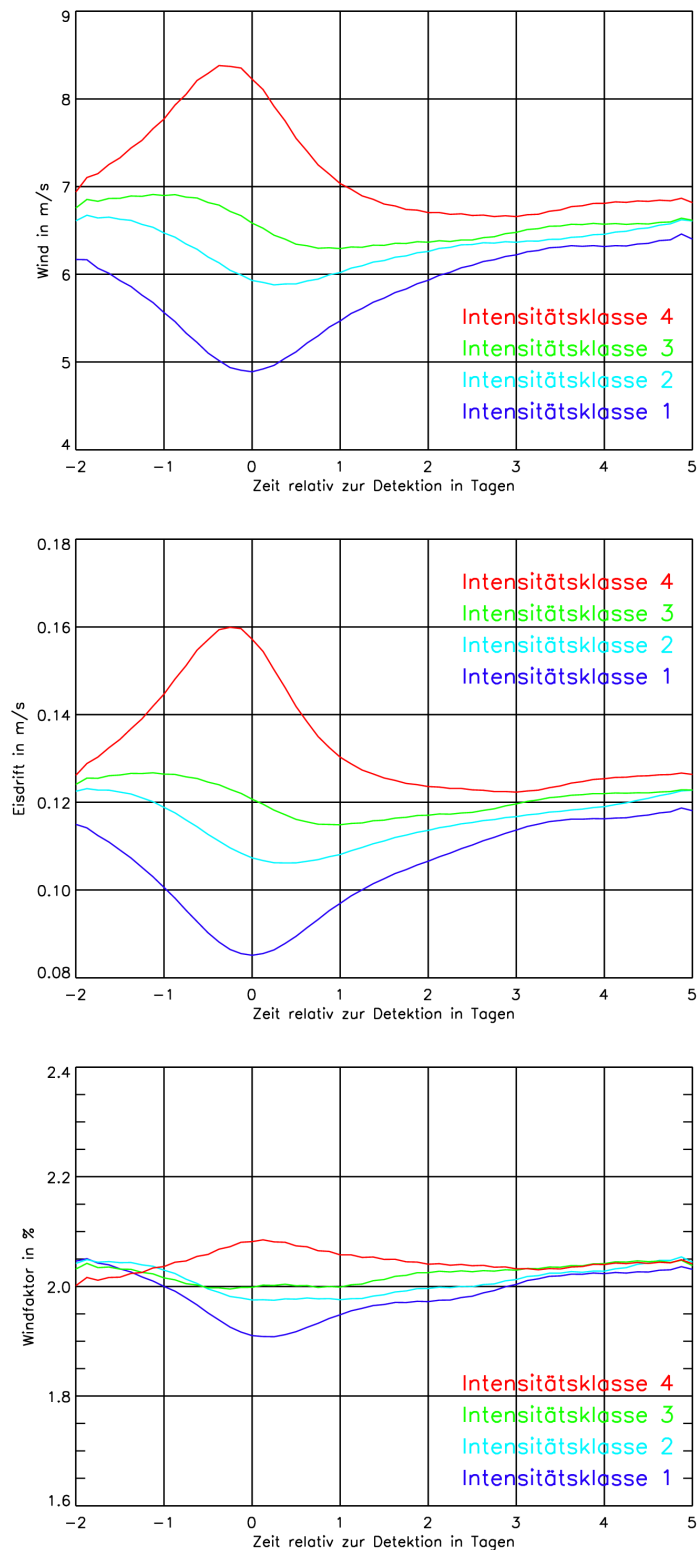


Abbildung 5.12: Zeitreihen des Windes (oben), der Eisdrift (Mitte) und des Windfaktors (unten) für die verschiedenen Intensitätsklassen. Dargestellt sind jeweils die mittleren Größen im Detektionsradius für den Zeitraum zwei Tage vor Detektion bis fünf Tage nach Detektion.

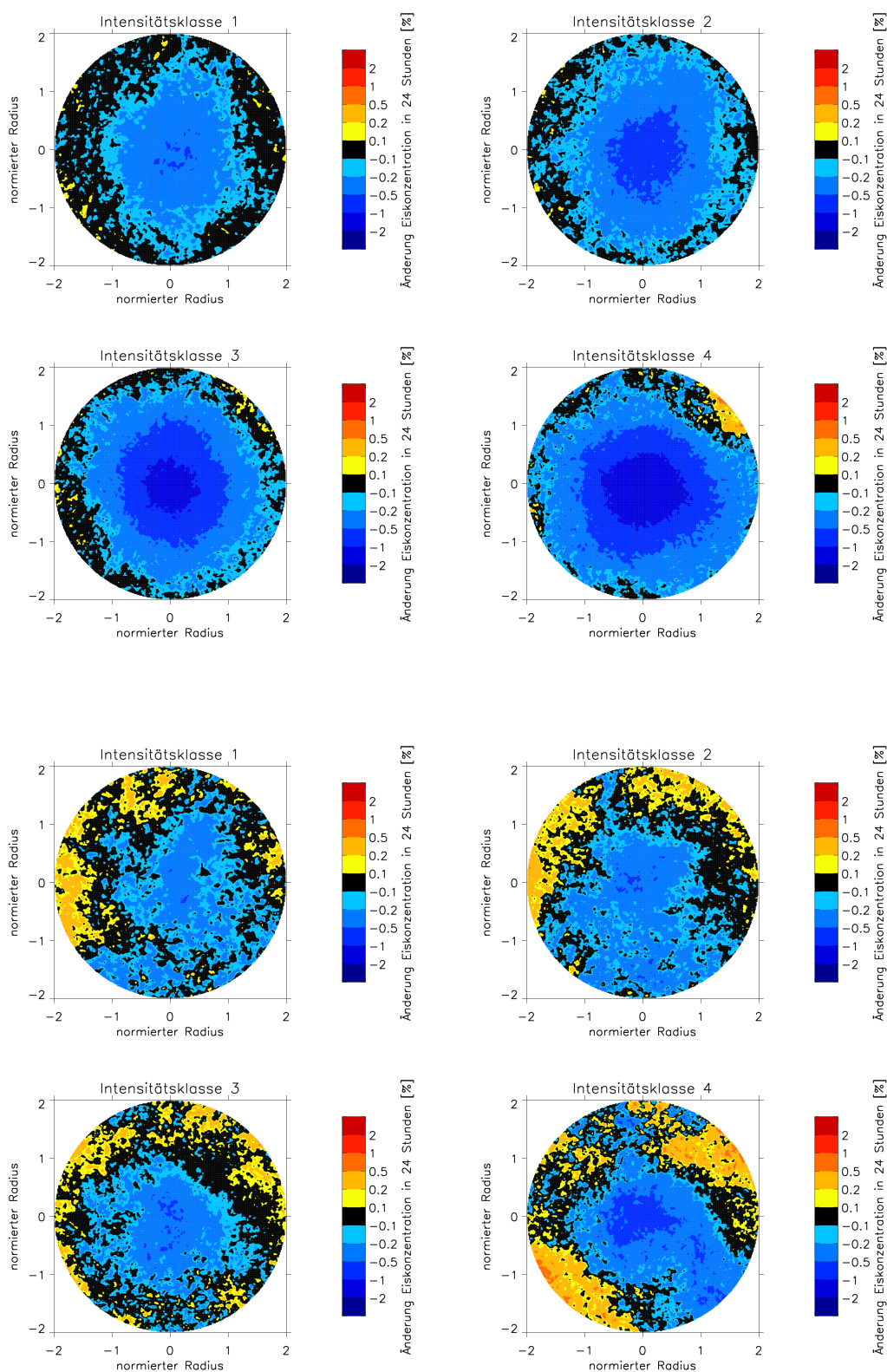


Abbildung 5.13: Mittlere Änderung der mit NAOSIM simulierten (oben) und von AMSR-E gemessenen (unten) Eiskonzentration innerhalb von 24 Stunden nach der Detektion für die verschiedenen Intensitätsklassen 1 bis 4.

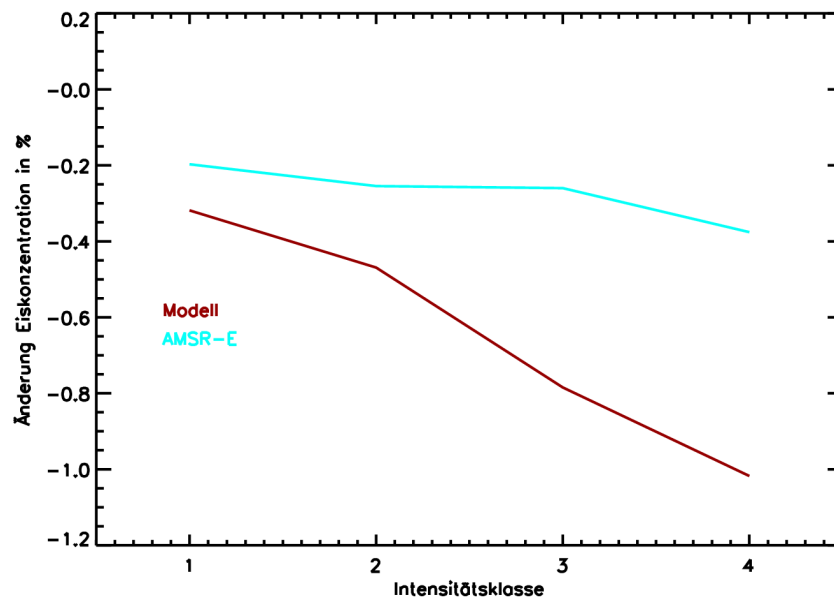


Abbildung 5.14: Änderung der Eiskonzentration innerhalb von 24 Stunden für die verschiedenen Zyklonen-Intensitätsklassen, über alle Detektionen innerhalb des Zyklonenradius gemittelt.

punkten/d in Intensitätsklasse 1 und erreicht Werte von $-2,11$ Prozentpunkten/d in Intensitätsklasse 4. Im Gegensatz dazu zeigt die 24-stündliche Änderung der AMSR-E-Eiskonzentration in den Intensitätsklassen 1 bis 3 keine großen Unterschiede zueinander. Die Eiskonzentration nimmt im Kern der Zyklone ab und ist umgeben von einem Bereich der Eiskonzentrationszunahme. Die Abnahme beträgt bis zu einem Prozentpunkt. In Intensitätsklasse 4 ist die Reduktion der Eiskonzentration stärker als in den anderen drei Intensitätsklassen. Insgesamt bestätigt AMSR-E auch hier die Tendenz innerhalb des Detektionsradius: Mit zunehmender Zyklonen-Intensität steigt die Eis-Reduktion.

Abbildung 5.14 fasst die wichtigste Aussage aus Abbildung 5.13 noch einmal zusammen: Dargestellt ist die Änderung der Eiskonzentration als Flächenmittel über den Zyklonenradius innerhalb der folgenden 24 Stunden. Es ist zu sehen, dass sowohl die simulierte als auch die mittels AMSR-E gemessene Eiskonzentration mit zunehmender Intensität stärker reduziert wird.

5.3.4 Saisonaler Unterschied des Zykloneneinflusses

Um zu untersuchen, ob der Einfluss der Zyklonen von der Jahreszeit abhängt, wurden die Detektionen der Jahre 2006 bis 2008 den Zeiträumen Dezember bis Februar (Winter), März bis Mai (Frühling), Juni bis August (Sommer) und September bis November (Herbst) zugeordnet (siehe Abbildung 5.7). Die Detektionen sind in Abbildung 5.7 über alle Jahreszeiten gleichverteilt. Da die simulierte und die beobachtete Eiskonzentration in den Sommermonaten aber stärker voneinander abweichen, reduziert der in Abschnitt 5.3.1 genannte ADiff-Filter die Anzahl der verwendeten Detektionen besonders im Zeitraum Juni – September (Tabelle 5.4).

Jahreszeit	Detektionen
Winter	1360
Frühling	1067
Sommer	374
Herbst	694

Tabelle 5.4: Verteilung der Detektionen auf die Jahreszeiten.

Abbildung 5.15 zeigt den über alle Detektionen einer Jahreszeit gemittelten Wind für die verschiedenen Jahreszeiten. Die Windvektoren haben eine zum Kern gerichtete Komponente. Die Mittelung über den Betrag zeigt in unmittelbarer Umgebung um den Kern innerhalb von etwa 0,7 Radian einen Rückgang der Windgeschwindigkeit von 5 m/s auf 3 m/s. Im Vergleich zu der Einteilung in Intensitätsklassen in Abbildung 5.10 ist die Variabilität zwischen den Jahreszeiten deutlich geringer: Insgesamt ist der Windbetrag im Sommer etwas schwächer als in den anderen Jahreszeiten. Abbildung 5.15 zeigt ebenfalls die aus dem Windantrieb entstehende Eisdrift. Auch in der Eisdrift ist der zyklonale Windeinfluss deutlich. Zum Zentrum der Detektion hin nimmt mit dem Windgeschwindigkeitsbetrag auch der Betrag der Eisdrift ab.

Die Ablenkungswinkel zwischen Wind und Eisdrift werden üblicherweise entweder in Bezug auf den geostrophischen Wind oder in Bezug auf den 10 m-Wind angegeben. In dieser Arbeit werden Ablenkungswinkel zwischen 10 m-Wind und Eisdrift verwendet. Die Berechnung der Winkel erfolgt für jede Detektion und wird anschließend gemittelt. Thorndike und Colony (1982) fanden für die Arktis Ablenkungswinkel in Bezug auf den geostrophischen Wind von 5° für Winter und Frühling, von 18° für den Sommer und von 6° für den Herbst. Der Winkel zwischen geostrophischem Wind und 10 m-Wind liegt bei 30° im Winter und 24° im Sommer, so dass sich zwischen 10 m-Wind und Eisdrift Winkel von 35° im Winter und 42° im Sommer ergeben. In guter Übereinstimmung dazu befinden sich die Ergebnisse der Simulation: Abbildung 5.16 (oben) zeigt die Ablenkungswinkel im Bereich der Zyklonen für die verschiedenen Jahreszeiten. Im Herbst und Winter liegt die Abweichung größtenteils zwischen 25° und 35° , im Frühjahr bei 25° bis 40° und im Sommer bei 35° bis 45° . Wie schon bei den Untersuchungen zur Zyklonenintensität ist auch hier um den Kern der Zyklone ein Bereich zu finden, an dem der Ablenkungswinkel

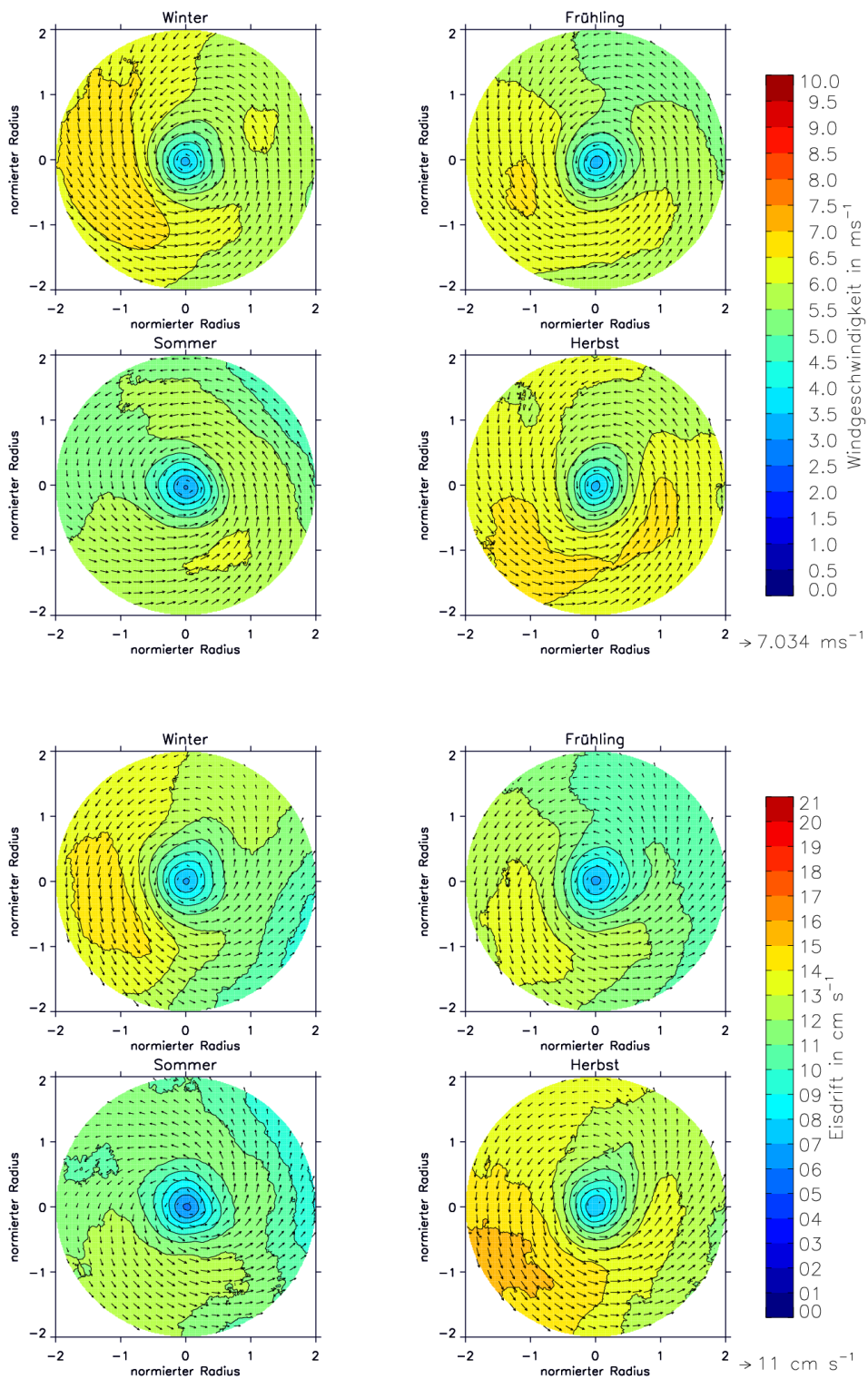


Abbildung 5.15: Über die Jahreszeiten gemittelter Wind (oben) und gemittelte Eisdrift (unten) am Ort der Detektion, normiert mit dem Radius der Detektion. Dargestellt sind die gemittelten vektoriellen Komponenten (Pfeile). Farblich unterlegt ist der gemittelte Betrag der Wind- bzw. Eisdriftgeschwindigkeit. Der mittlere Radius beträgt in allen Jahreszeiten etwa 300 km.

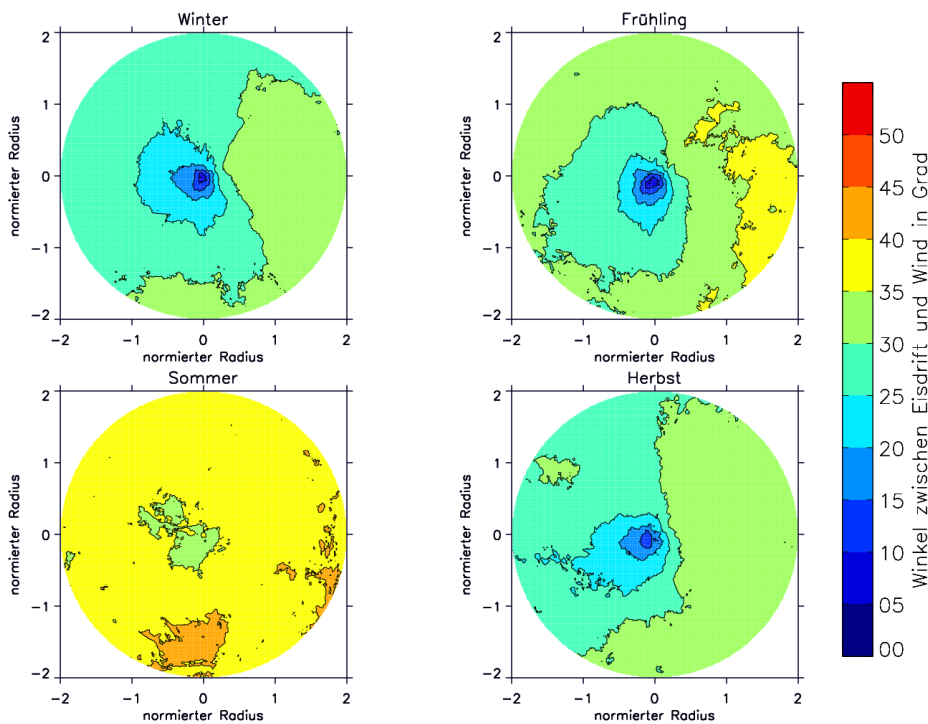


Abbildung 5.16: Räumliche Verteilung des Ablenkungswinkels zwischen Windantrieb und Eisdrift für die verschiedenen Jahreszeiten.

sehr gering wird. Der Windfaktor beträgt ca. 2 % (Abbildung 5.17). Im Herbst ist er etwas höher als in den anderen Zeiten, was auf die höheren Windgeschwindigkeiten und die noch nicht kompakte Eisdecke in dieser Jahreszeit zurückzuführen ist. Die Tatsache, dass das 5- und das 95-Perzentil sowie der Median im Herbst höher sind als in den anderen Jahreszeiten, deutet darauf hin, dass das Eis in dieser Zeit besonders beweglich ist und weniger durch interne Kräfte gebremst wird. Der Median des Windfaktors hat im Frühling mit 1,93 % den geringsten Wert und im Herbst mit 2,12 % sein Maximum.

Zeitreihen des mittleren Windes am Ort der Detektion zeigen für alle Jahreszeiten einen Rückgang der Windgeschwindigkeit in den 24 Stunden nach dem Zeitpunkt der Detektion (Abbildung 5.18). Der Wind ist im Sommer am geringsten, gefolgt von Frühjahr und Winter; die höchsten Werte werden im Herbst erreicht. Auch die Eisdrift zeigt ein ähnliches Verhalten. Der Windfaktor nimmt im Frühling die niedrigsten Werte an, gefolgt von Winter und Sommer. Im Herbst liegt der Windfaktor mit knapp 2,2 % deutlich über den Werten der anderen Jahreszeiten. Die Zeitreihen zeigen, dass der Windfaktor zum Detektionszeitpunkt hin durch die Zyklonen zumindest zeitweise reduziert wird. Dieses Verhalten zeigte sich schon bei im letzten Abschnitt 5.3.3 bei den Zyklonen-Intensitätsklassen 1 bis 3. Das Minimum der Windgeschwindigkeit liegt nicht zum Zeitpunkt der Detektion, sondern etwa 24 Stunden später vor. Dieses Phänomen wurde ebenfalls schon bei der Untersuchung zur Zyklonenintensität in Abbildung 5.12 gefunden. Im Winter und Frühjahr, wenn sich die Eiskonzentration und -dicke relativ wenig ändert,

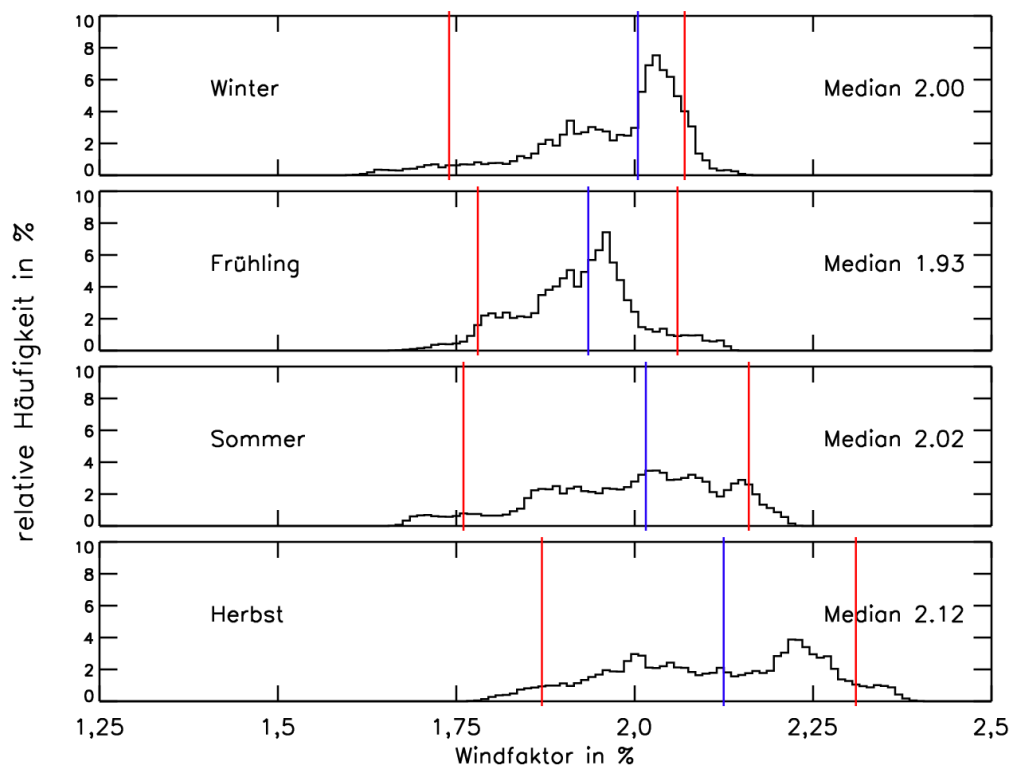


Abbildung 5.17: Relative Häufigkeit des Windfaktors. Rote Linien kennzeichnen die 5 %- und die 95 %-Perzentile. Die blaue Linie markiert den Median.

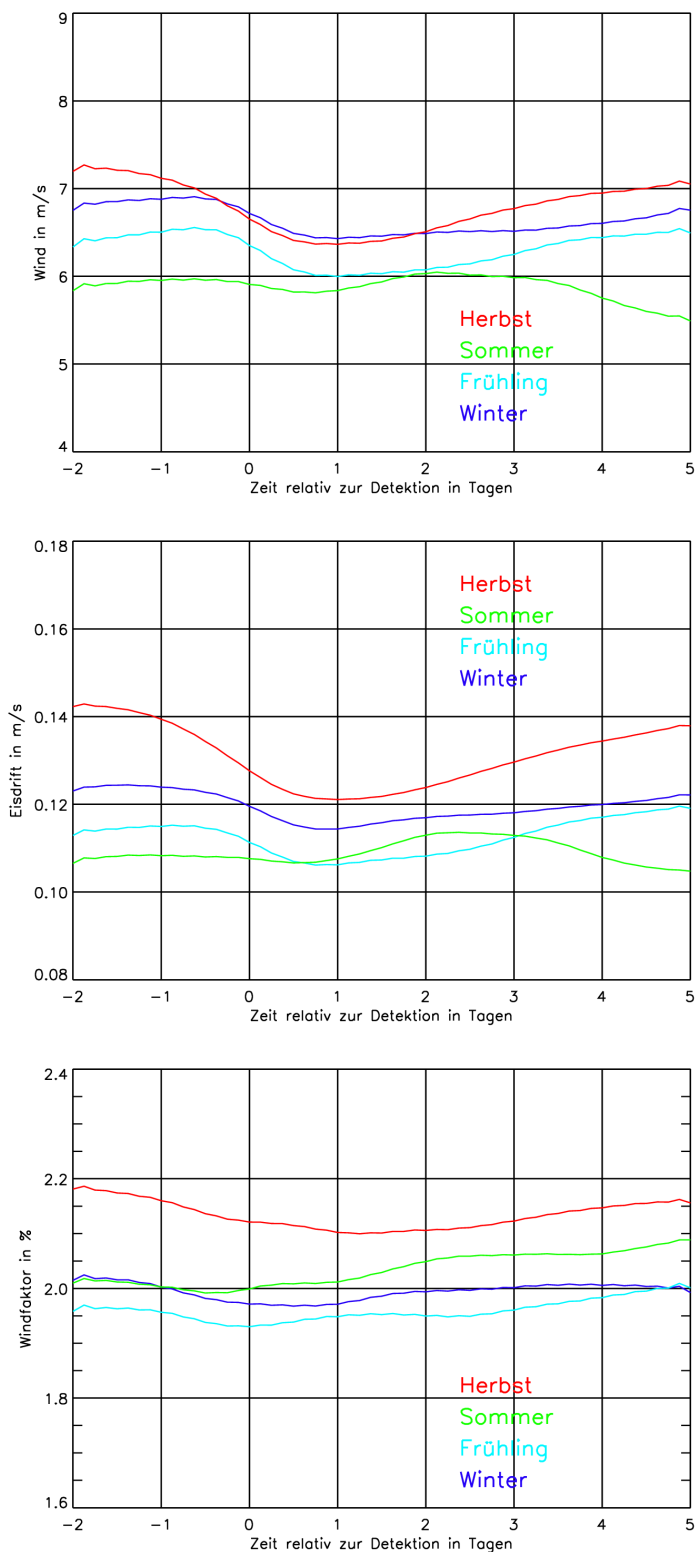


Abbildung 5.18: Zeitreihen des Windes (oben), der Eisdrift (Mitte) und des Windfaktors (unten) für die verschiedenen Jahreszeiten. Dargestellt sind jeweils die mittleren Größen im Detektionsradius für den Zeitraum zwei Tage vor Detektion bis fünf Tage nach Detektion.

kehrt der Windfaktor innerhalb der betrachteten sieben Tage wieder zu seinem ursprünglichen Wert zurück. Im Sommer steigt der Windfaktor von 2,0 % auf 2,1 %, im Herbst hingegen sinkt er leicht. Dies bestätigt die Vermutung, dass die Änderung der Eiskonzentration zumindest teilweise Ursache für die Änderung des Windfaktors ist.

Der saisonale Einfluss der Zyklonen auf die simulierte Meereiskonzentration wird in Abbildung 5.19 gezeigt. Die Eiskonzentration nimmt in allen Jahreszeiten innerhalb des Radius der Zyklone ab. Am stärksten ist der Rückgang im Zeitraum Frühling und Sommer. Im Kern der Zyklone wird die Eiskonzentration innerhalb von 24 Stunden um 0,92 Prozentpunkte im Winter, um 1,67 Prozentpunkte im Frühling, um 2,53 Prozentpunkte im Sommer und um 1,17 Prozentpunkte im Herbst reduziert.

Bei der Untersuchung von Eiskonzentrationsänderungen durch Zyklonen darf der Jahresgang der Eiskonzentration nicht unberücksichtigt bleiben. Sommerliche Eismelze und winterliches Gefrieren ergeben eine großflächige Ab- bzw. Zunahme der Eiskonzentration. Diese überlagern die Wirkung der Zyklone auf die Eiskonzentration. Dieser Effekt ist am Rand der Darstellungen in Abbildung 5.19 zu sehen: Der äußere Bereich (etwa außerhalb des 1,5-fachen Detektionsradius) zeigt im Winter keine Änderung der Eiskonzentration, im Frühling und im Sommer eine leichte bzw. stärkere Abnahme und im Herbst eine Zunahme der Eiskonzentration. Abbildung 5.19 zeigt zum Vergleich ebenfalls die Änderung der aus AMSR-E-Satellitendaten ermittelten Eiskonzentration innerhalb von 24 Stunden. Die wesentlichen Merkmale der simulierten Eiskonzentrationsänderung finden sich auch in den Satellitendaten wieder: In allen Jahreszeiten bewirken die Zyklonen in der Nähe des Kerns eine Eiskonzentrationsabnahme. Außerhalb des Zyklonenradius bleibt die Eiskonzentration im Winter im Wesentlichen konstant, im Frühjahr ist das Signal diffus (Zunahme und Abnahme), im Sommer nimmt die Eiskonzentration ab und im Herbst nimmt sie zu.

In Abbildung 5.20 ist die Eiskonzentration zwei Tage vor Detektion bis fünf Tage nach Detektion dargestellt (Mittel über den Detektionsradius); zusätzlich ist der Trend der Eiskonzentration im gesamten Untersuchungsgebiet gezeigt. Im Winter liegen die Temperaturen weit unter dem Gefrierpunkt und die Eiskonzentration ist hoch ($> 97\%$). Durch Zyklonen verursachte Stellen offenen Wassers überfrieren schnell und die Eiskonzentration ist fünf Tage nach dem Zyklonendurchgang wieder annähernd beim ursprünglichen Wert. Im Frühling beträgt die mittlere Eiskonzentration 97 %. Die durch die Zyklone erzeugten Stellen offenen Wassers frieren jedoch nicht mehr so schnell zu; sie sind auch nach einigen Tagen noch vorhanden. Dies liegt an der einsetzenden Erwärmung aufgrund der kurzweiligen Einstrahlung. Im Sommer liegt die Eiskonzentration bei etwa 87 % und nimmt auch ohne Zyklone um 2 Prozentpunkte pro Woche ab. Die Zyklonen beschleunigen aber die Eisreduktion auf 4 Prozentpunkte pro Woche. Im Herbst bildet sich bei einer mittleren Eiskonzentration von etwa 92 % großflächig Neueis und die Eiskonzentration nimmt im gesamten Untersuchungsgebiet im Durchschnitt um etwa 1,5 Prozentpunkte

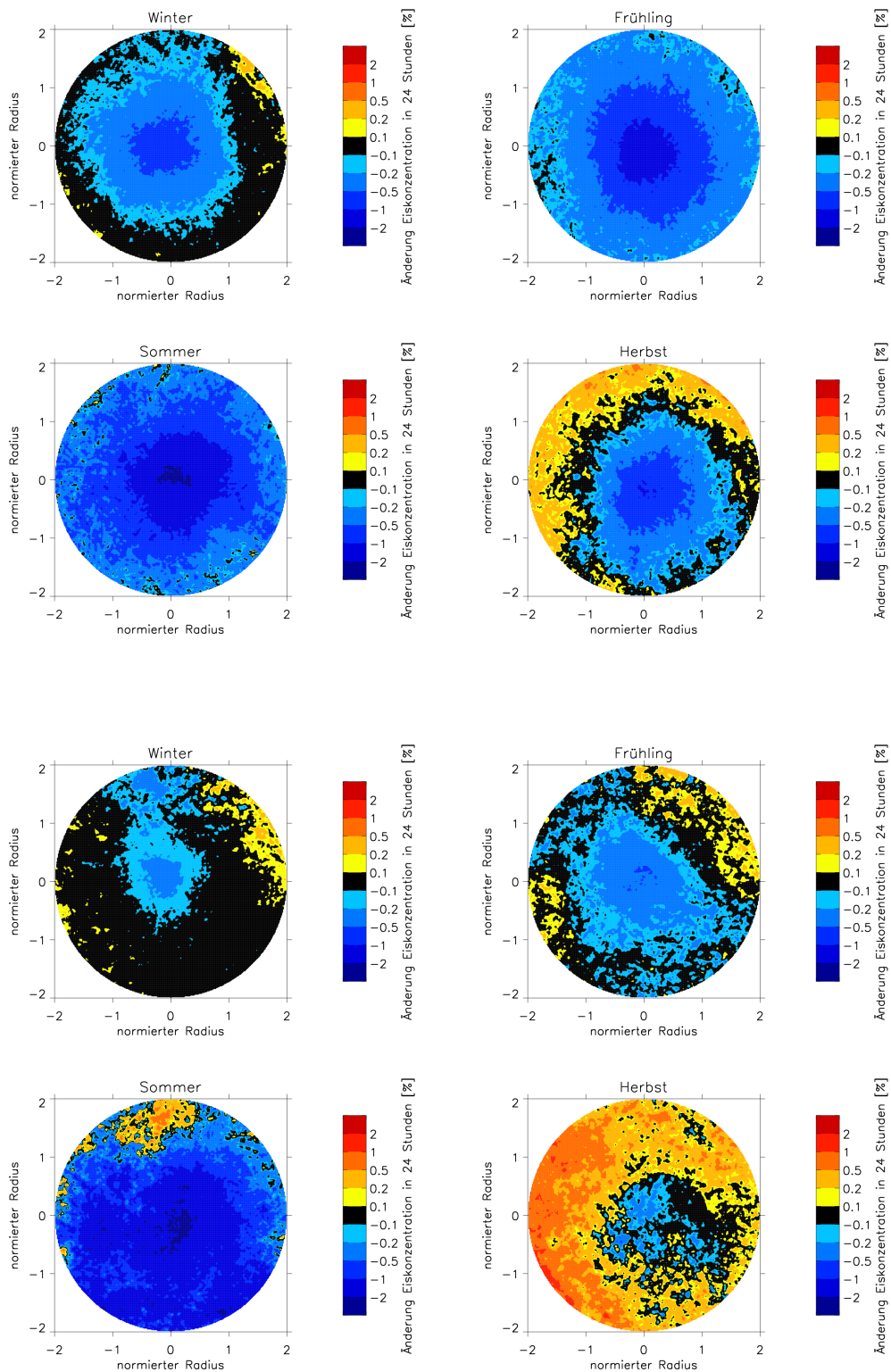


Abbildung 5.19: Mittlere 24-stündliche Änderung der simulierten (oben) und gemessenen (unten) Eiskonzentration im Bereich der Detektion im Zeitraum 2006 bis 2008 für die verschiedenen Jahreszeiten.

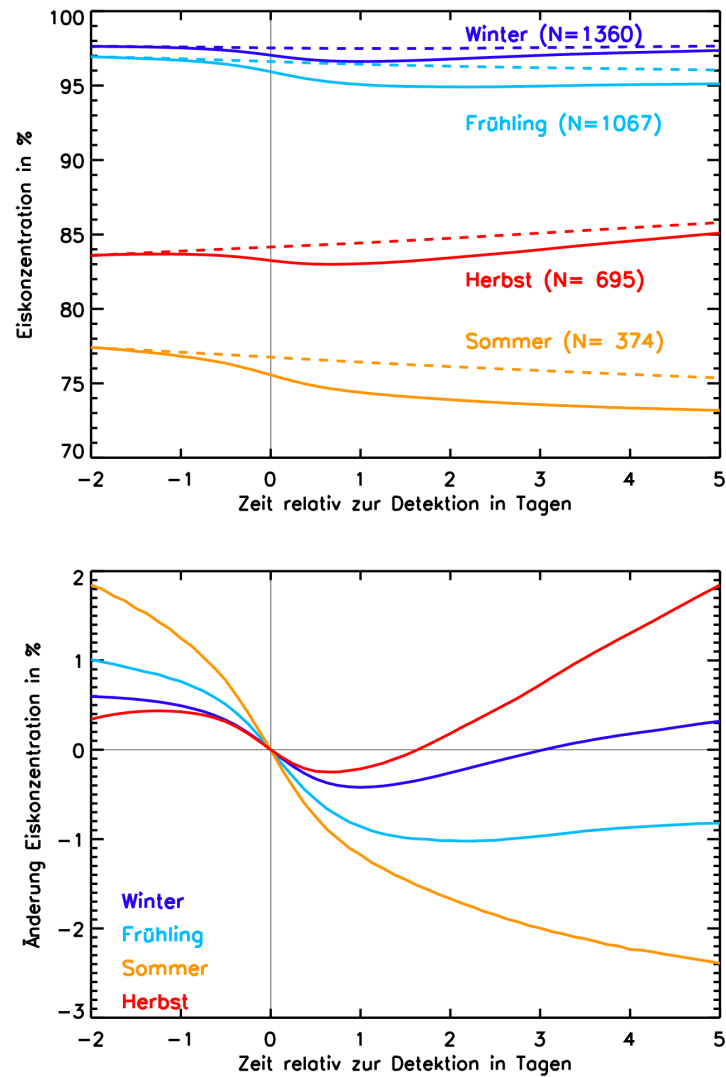


Abbildung 5.20: Oben: Zeitliche Entwicklung der Eiskonzentration im Zeitraum von zwei Tagen vor bis fünf Tage nach Detektion. Die durchgezogenen Linien stellen das Mittel über alle gültigen Detektionen dar, gemittelt wird dabei innerhalb des Zyklonenradius. Zum Vergleich dazu wird die über das gesamte Untersuchungsgebiet gemittelte Eiskonzentration gezeigt (gestrichelte Linien). Für eine bessere Vergleichbarkeit wurden die gestrichelten Linien so verschoben, dass sie an gleicher Stelle wie die durchgezogenen Linien beginnen. Unten: Änderung zur Eiskonzentration, relativ zum Zeitpunkt der Detektion.

pro Woche zu. Die Zyklone verzögert das Wachstum, so dass die Eiskonzentration nach einer Woche unverändert bei 92 % liegt. Ein wesentlicher Unterschied zwischen den Jahreszeiten ist, dass der Zykloneneinfluss im Winter nach fünf Tagen fast vollständig verschwunden ist, während er in den anderen Jahreszeiten noch stärker hervortritt. Im Sommer ist der Unterschied zwischen mittlerer Eiskonzentration im gesamten Gebiet und mittlerer Eiskonzentration innerhalb des Detektionsgebietes nach fünf Tagen immer noch 2 Prozentpunkte. Die Änderung der Eiskonzentration relativ zum Zeitpunkt der Detektion betont den quantitativ stärkeren Rückgang im Sommer (Abbildung 5.20 unten).

Diese jahreszeitlich unterschiedliche Andauer der Zyklonenwirkung kann weitreichende klimatologische Folgen haben. So haben sich eine ganze Reihe von Arbeiten mit Änderungen in der Zyklonenaktivität befasst. Einige dieser Arbeiten stellen fest, dass sich die Anzahl der Zyklonen in der Arktis erhöht (z. B. Sepp und Jaagus (2011)). Zhang et al. (2004) finden, dass sich besonders die Zahl der Sommerzyklonen erhöht hat. Wenn sich die Zahl der Zyklonen im Sommer erhöht, kann dies zu einem schnelleren Abschmelzen des Meereises führen.

5.3.5 Regionale Unterschiede des Zykloneneinflusses

In Abbildung 5.7 ist die Aufteilung des Untersuchungsgebietes in vier Sektoren dargestellt, die im Folgenden mit „Nordpol 1“, „Nordpol 2“, „sibirischer Sektor“ und „kanadischer Sektor“ bezeichnet werden. Die Sektoren wurden so gewählt, um möglichst unterschiedliche Bedingungen vorzufinden. Im kanadischen Sektor beispielsweise findet sich häufig dickes Eis, welches im Beaufort-Wirbel treibt. Dagegen ist das im sibirischen Sektor befindliche Eis dünner, es wird aus diesem Sektor mit dem transpolaren Driftstrom Richtung Framstraße getrieben. Für die Festlegung der Sektorengrenzen war es außerdem wichtig, eine annähernd gleiche Zahl an Detektionen in jedem Sektor zu haben. Dies ist der Fall, wie Tabelle 5.5 zeigt.

Sektorenname	Anzahl Detektionen
Nordpol 1	782
Nordpol 2	844
sibirischer Sektor	789
kanadischer Sektor	1080

Tabelle 5.5: Verteilung der Detektionen auf die Sektoren.

Die mittleren Windgeschwindigkeiten in den verschiedenen Sektoren sind in Nordpol 1 am stärksten, gefolgt vom sibirischen Sektor, Nordpol 2 und kanadischem Sektor (Abbildung 5.21 oben). Für die mittlere Eisdrift (Abbildung 5.21 unten) gilt die gleiche Reihenfolge.

Die Rechtsablenkung der Eisdrift in Bezug auf den 10 m-Wind liegt im kanadischen Sektor bei 30° bis 40°, gefolgt von Nordpol 2 und dem sibirischen Sektor (Abbildung 5.22). Am kleinsten ist die Ablenkung in Nordpol 1 (20° bis 30°). Der Windfaktor ist im sibirischen Sektor am höchsten, gefolgt von Nordpol 1, Nordpol 2 und dem kanadischen Sektor (Abbildung 5.23). Bei Nordpol 2 und im kanadischen Sektor gibt es relativ viele Gitterpunkte mit einem geringen Windfaktor (unter 1,75 %). Dies ist darauf zurückzuführen, dass sich in diesen Sektoren dickes, kompaktes Eis vor der kanadischen Küste auftürmt und daher das Eis relativ langsam driftet. In Einzelfällen, wenn die Zyklone direkt am Rande des Untersuchungsgebietes liegt und der Radius der Zyklone ausreichend groß ist, kann das vor der kanadischen Küste liegende Eis bei der Berechnung des Windfaktors eine Rolle spielen. Die Gitterpunkte mit geringem Windfaktor dürften auf diesen Fall zurückzuführen sein.

Der mittlere Wind nimmt in allen Sektoren mit Annäherung an den Detektionszeitpunkt zu (Abbildung 5.24 oben). Zum Detektionszeitpunkt ($t = 0$) nimmt die Windgeschwindigkeit in allen Sektoren ab. Sie ist im kanadischen Sektor und Nordpol 2 nahezu identisch und im Vergleich zu den anderen Sektoren am geringsten. Etwas höher sind die Werte, die im sibirischen Sektor auftreten. In diesen drei Sektoren verläuft die zeitliche Entwicklung der Windgeschwindigkeit ähnlich, während in Nordpol 1 der Wind nicht nur am höchsten ist, sondern auch sein Maximum und Minimum im Vergleich zu den anderen Sektoren zu einem späteren

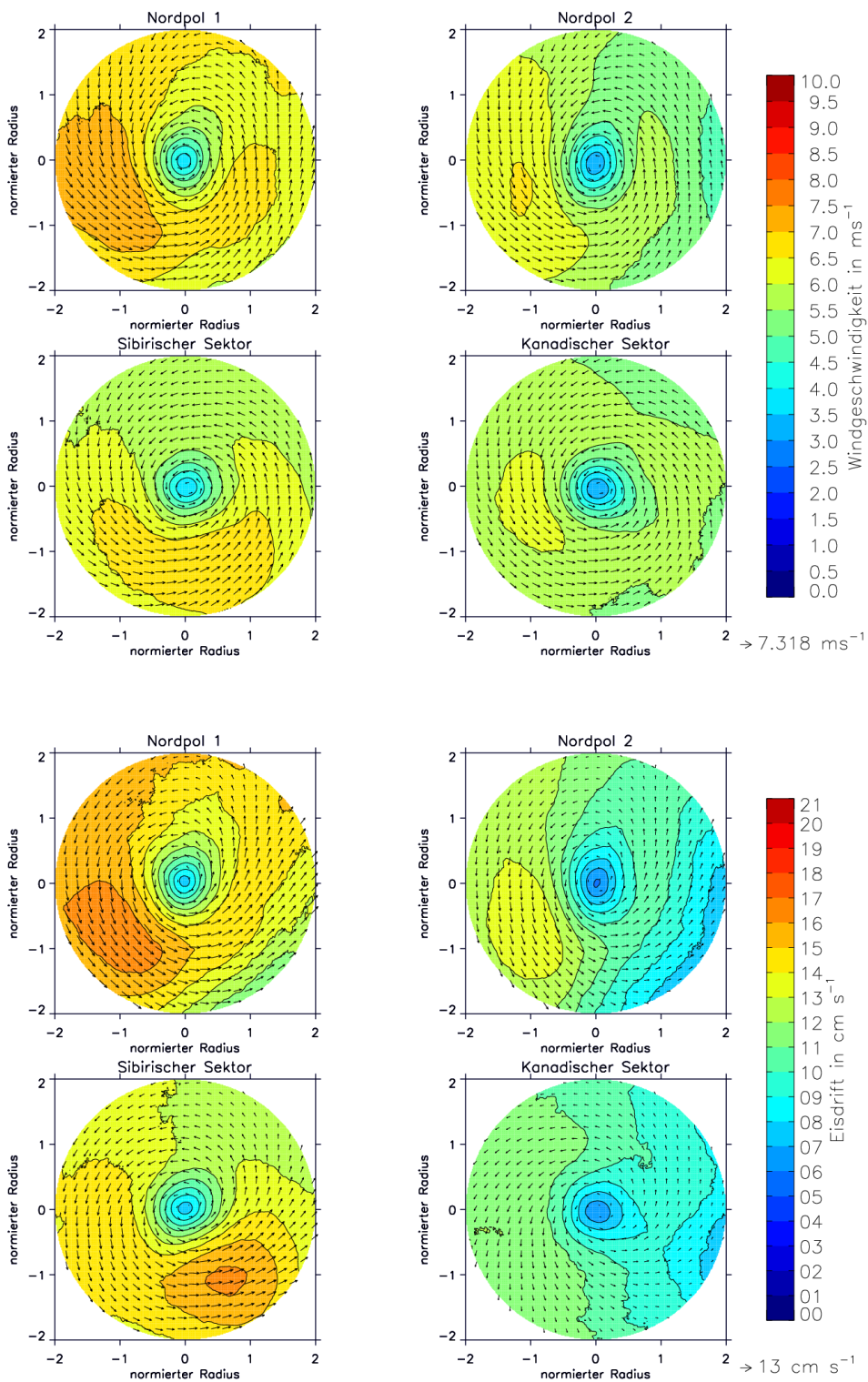


Abbildung 5.21: Über die verschiedenen Regionen gemittelter Wind (oben) und gemittelte Eisdrift (unten) am Ort der Detektion, normiert mit dem Radius der Detektion. Dargestellt sind die gemittelten vektoriellen Komponenten (Pfeile). Farblich unterlegt ist der gemittelte Betrag der Wind- bzw. Eisdriftgeschwindigkeit. Der mittlere Radius beträgt in allen Sektoren etwa 300 km.

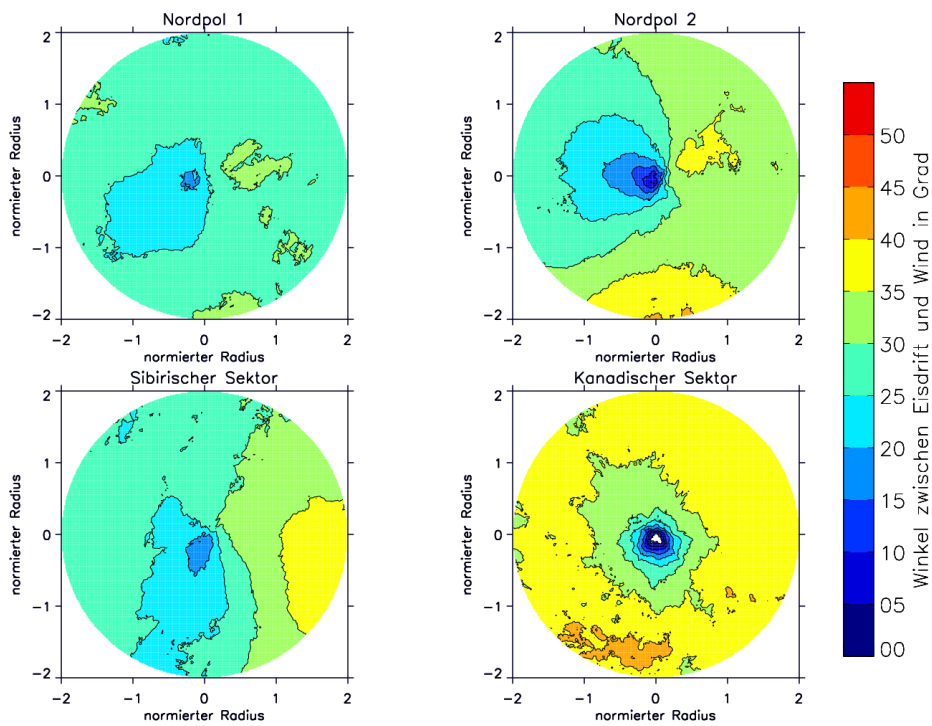


Abbildung 5.22: Räumliche Verteilung des Ablenkwinkels zwischen Windantrieb und Eisdrift.

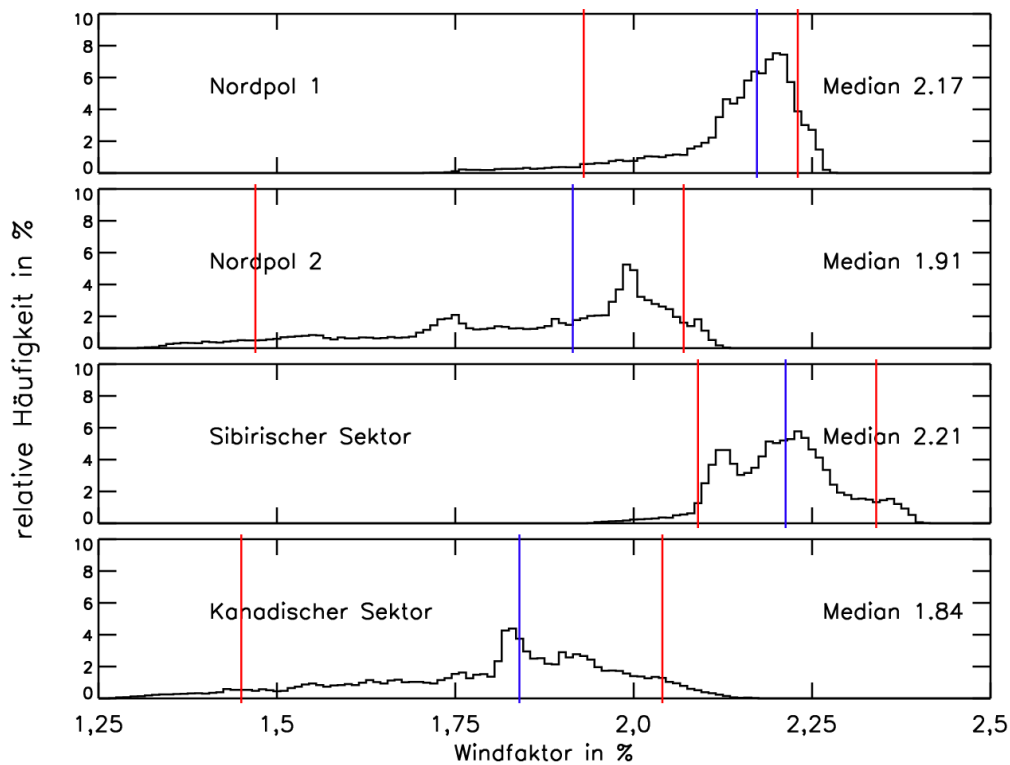


Abbildung 5.23: Relative Häufigkeit des Windfaktors. Rote Linien kennzeichnen die 5%- und die 95%-Perzentile. Die blaue Linie markiert den Median.

Zeitpunkt hat; das Minimum in Nordpol 1 ist weniger deutlich ausgeprägt. Die mittlere Eisdrift ist im kanadischen Sektor und bei Nordpol 2 am niedrigsten. Am schnellsten driftet das Eis in Nordpol 1, wo auch der Wind am höchsten ist. Der Verlauf des Windfaktors zeigt grundsätzliche Unterschiede: Im sibirischen Sektor und in Nordpol 1 ist der Durchzug der Zyklone verbunden mit einem Anwachsen des Windfaktors um 0,05 Prozentpunkte bzw. 0,1 Prozentpunkte. Im Gegensatz dazu wird in Nordpol 2 und besonders im kanadischen Sektor ein Rückgang des Windfaktors um 0,75 Prozentpunkte bzw. 0,2 Prozentpunkte berechnet. Letzteres hat seine Ursache im dicken, kompakten Eis vor der kanadischen Küste.

Die Eiskonzentrationsänderung innerhalb von 24 Stunden nach Zeitpunkt der Detektion ist in allen Sektoren ähnlich (Abbildung 5.25). Die Verringerung beträgt bis zu 1,12 Prozentpunkte in Nordpol 1, 1,24 Prozentpunkte in Nordpol 2, 1,35 Prozentpunkte im sibirischen Sektor und 1,67 Prozentpunkte im kanadischen Sektor. Auch die AMSE-E-Eiskonzentration zeigt in den verschiedenen Sektoren keine nennenswerten Unterschiede zueinander, wobei allerdings, anders als bei der simulierten Änderung, jenseits des einfachen Detektionsradius die Eiskonzentration stellenweise zunimmt. Innerhalb des Detektionsradius ist die beobachtete Eiskonzentrationsabnahme gegenüber der Simulation reduziert.

Die Zeitreihen der Eiskonzentration innerhalb des Detektionsradius zeigen, dass die mittlere Eiskonzentration zwei Tage vor Detektion recht unterschiedlich ist: sie liegt zwischen 91,5 % im sibirischen Sektor und 97 % in Nordpol 2 (Abbildung 5.26 oben). In allen Sektoren ist die Eiskonzentration im Vergleich zur mittleren Eiskonzentration des gesamten Untersuchungsgebietes auch fünf Tage nach Detektion noch reduziert und niedriger als vor der Zyklonendetektion. Bezogen auf die Eiskonzentration zum Detektionszeitpunkt (Abbildung 5.26 unten) verläuft die Eiskonzentration in Nordpol 2, im sibirischen Sektor und im kanadischen Sektor in ähnlicher Weise. Die Reduzierung ist mit 1,8 Prozentpunkten im kanadischen Sektor am größten. Ein Vergleich der Eiskonzentrationsabnahme mit den absoluten Werten der Eiskonzentration zeigt keine Abhängigkeit.

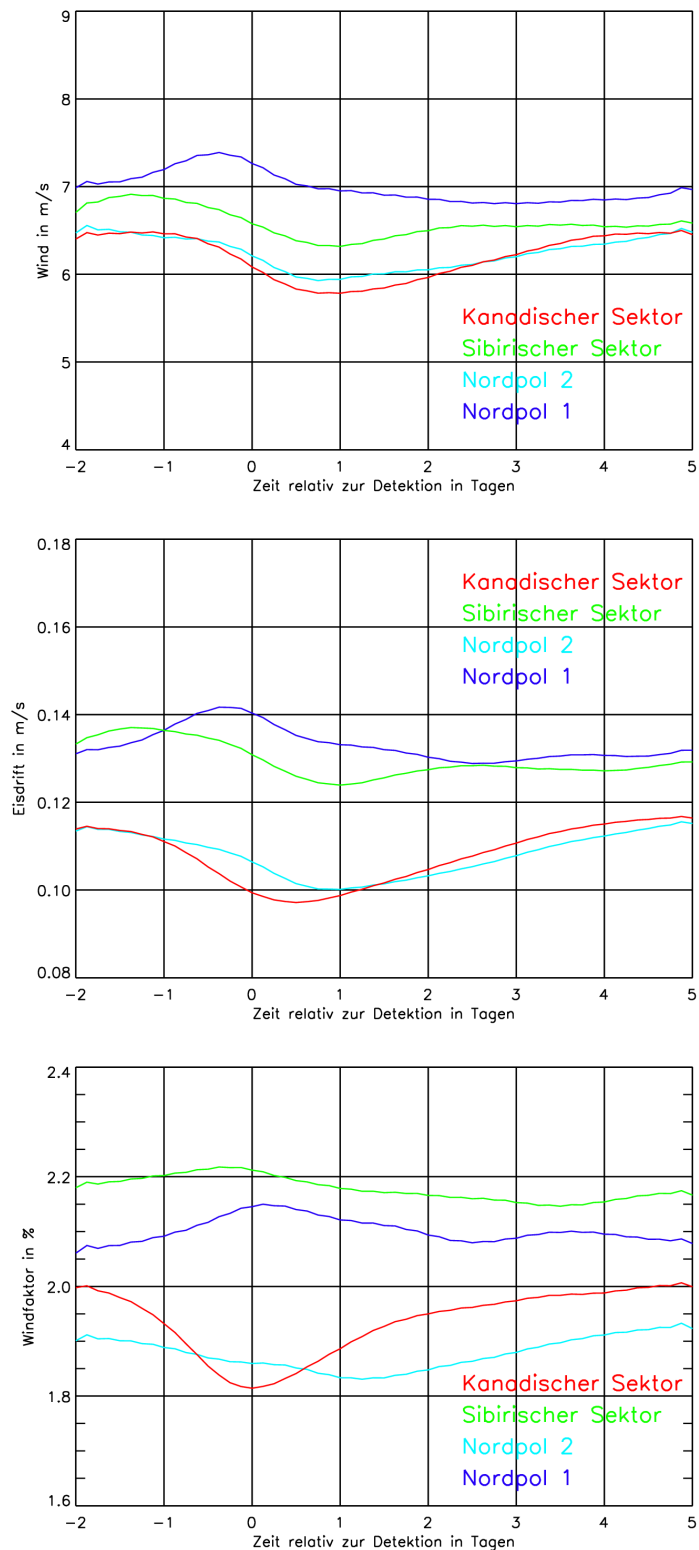


Abbildung 5.24: Zeitreihen des Windes (oben), der Eisdrift (Mitte) und des Windfaktors (unten) für die verschiedenen Regionen. Dargestellt sind jeweils die mittleren Größen im Detektionsradius für den Zeitraum zwei Tage vor Detektion bis fünf Tage nach Detektion.

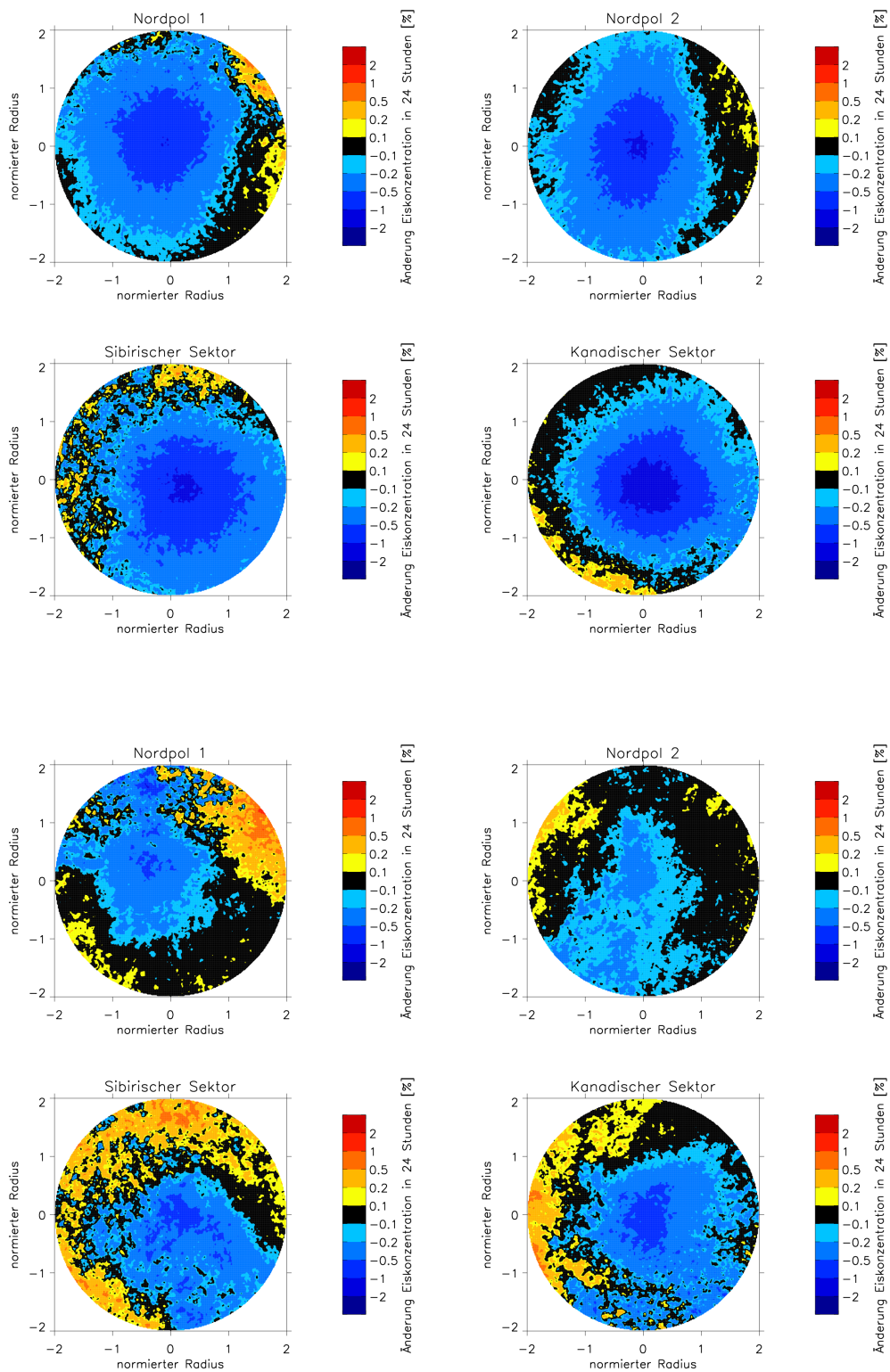


Abbildung 5.25: Mittlere simulierte (oben) und mittels AMRS-E gemessene (unten) 24-stündliche Änderung der simulierten Eiskonzentration im Bereich der Detektion im Zeitraum 2006 bis 2008 in den Sektoren Nordpol 1, Nordpol 2, sibirischer Sektor und kanadischer Sektor.

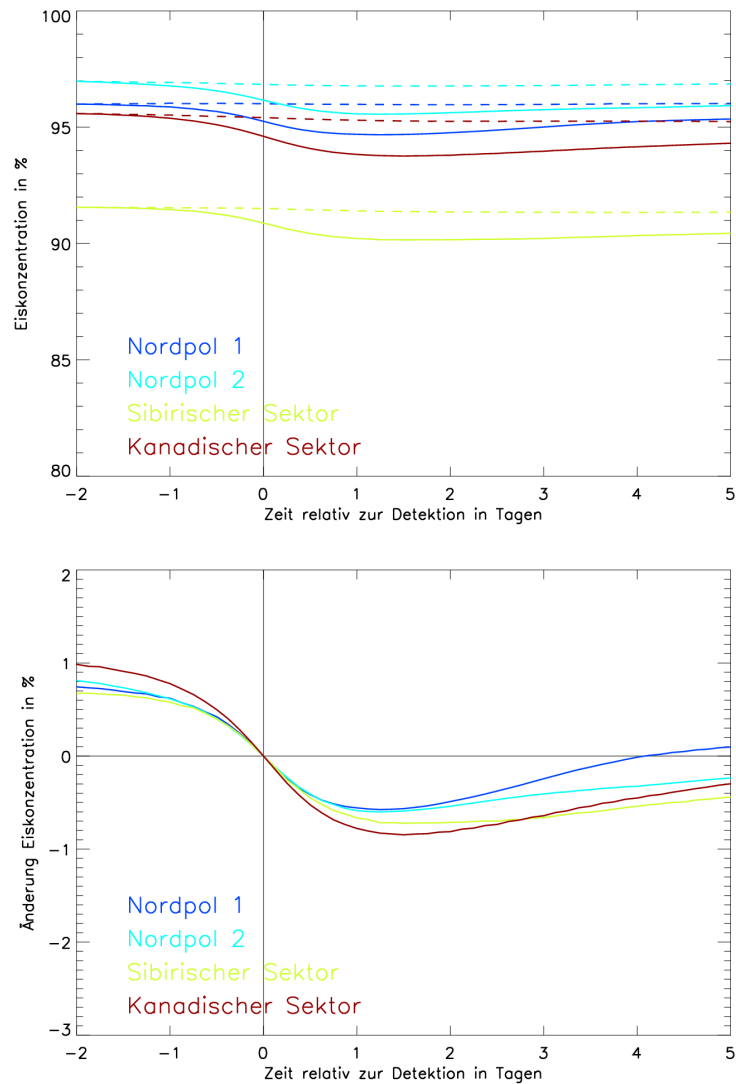


Abbildung 5.26: Oben: zeitliche Entwicklung der Eiskonzentration am Ort der Detektion (durchgezogene Linien). Gemittelt wurde über alle Detektionen, jeweils um den Radius der Zyklone zum Zeitpunkt der Detektion. Gestrichelte Linien zeigen die Entwicklung der Eiskonzentration im gesamten Untersuchungsgebiet, verschoben an den Startpunkt der durchgezogenen Linien. Unten: Änderung der Eiskonzentration relativ zur Eiskonzentration zum Zeitpunkt der Detektion.

5.4 Bewertung der Ergebnisse

In diesem Kapitel wurde die Wirkung realer Zyklonen auf simuliertes Meereis untersucht. Die Zyklonen lagen dabei im Zeitraum 2006 – 2008 für das Gebiet der zentralen Arktis vor. Die Meereissimulation wurde mit dem gekoppelten Meereis-Ozean-Modell NAOSIM durchgeführt.

In einer Fallstudie mit einer starken Zyklone wurde anhand der Verknüpfung von Detektion, simulierter Eisdrift und simulierter Eiskonzentration gezeigt, dass die Eiskonzentration durch Zyklonen reduziert wird. Weiter wurde gezeigt, dass das Windfeld weitgehend konvergent ist, während die resultierende Eisdrift divergent ist. Modell- und AMSR-E-Eiskonzentration stimmen in den Haupt-Merkmalen überein, es gibt aber auch Bereiche größerer Abweichungen. Es wurde gezeigt, dass das Eis infolge der Zyklone zu Schwingungen angeregt wird, die entweder Trägheitsschwingungen oder Gezeitenschwingungen sein können. An dieser Stelle besteht für das Modell die Möglichkeit einer Verbesserung, da diese Schwingungen vom Modell nicht wiedergegeben werden.

Eine statistisches Kompositverfahren dient zur Untersuchung der Änderung der Eiskonzentration in Abhängigkeit der Parameter Eisdicke und Eiskonzentration. Es ergibt, dass in der überwiegenden Zahl (83,2%) von Zyklonendetektionen eine Verringerung der Eiskonzentration innerhalb der nächsten 24 Stunden erfolgt. In Einzelfällen, vorwiegend bei geringer Eisdicke und Eiskonzentration, kann es auch zu einer Zunahme der Eiskonzentration kommen.

Eine Einteilung der Zyklonen nach ihrer Intensität ergibt mit zunehmender Intensität höhere Windgeschwindigkeiten, schnellere Eisdrift und eine Zunahme des Windfaktors. Der Ablenkwinkel zwischen 10 m-Wind und Eisdrift hängt nicht von der Intensität ab. Zum Kern hin nimmt der Ablenkwinkel ab. Mit zunehmender Intensität reduziert sich die Eiskonzentration in verstärktem Maße.

Die saisonalen Unterschiede in der mittleren Windgeschwindigkeit und in der mittleren Eisdriftgeschwindigkeit sind nicht sehr groß; das Minimum liegt im Sommer, das Maximum im Herbst/Winter. Im Sommer ist der Ablenkwinkel zwischen 10 m-Wind und Eisdrift mit bis zu 42° am größten, im Herbst/Winter mit bis zu 34° am kleinsten. Der Windfaktor hat sein Minimum im Frühjahr und sein Maximum im Herbst. Verringerungen der Eiskonzentrationen treten in allen Jahreszeiten auf, sind aber unterschiedlich stark ausgeprägt und halten auch unterschiedlich lange an. Am stärksten ist die Reduktion im Sommer, hier ist der Einfluss der Zyklone praktisch persistent. Im Winter ist die Eiskonzentration nach wenigen Tagen zu ihrem ursprünglichen Wert zurückgekehrt. Für die arktische Eisdecke hat die Wirkung von Zyklonen klimatologische Folgen. Im Winter wird durch die Erzeugung offener Wasserstellen für einige Tage der Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre erhöht. Gleichzeitig führt ein Überfrieren der offenen Wasserstellen zur Bildung von neuem Meereis, das bedeutet, dass winterliche Zyklonen insgesamt das Eisvolumen in der Arktis erhöhen. Im Sommer führt eine nach verschiedenen

Arbeiten diagnostizierte steigende Anzahl arktischer Zyklonen zu einem Rückgang der Meereisbedeckung.

Bei regionaler Unterteilung sind die Windgeschwindigkeit und die Eisdriftgeschwindigkeit in Nordpol 1 am stärksten und im kanadischen Sektor am schwächsten. Der Ablenkwinkel ist im kanadischen Sektor am größten, der Windfaktor liegt im kanadischen Sektor nur bei 1,84 %, während er im sibirischen Sektor 2,21 % erreicht. Dies ist Folge der unterschiedlichen Eisdicken in den Sektoren. Die Änderung des Windfaktors durch die Zyklone dauert einige Tage an. Ob der Windfaktor erhöht oder verringert wird, hängt vom Sektor ab.

Kapitel 6

Resümee

Das Ziel dieser Arbeit bestand darin, die Wirkung von Zyklonen auf das Meereis in der zentralen Arktis zu untersuchen. Nach dem bisherigen Stand der Wissenschaft war durch Einzelfallstudien belegt, dass durch Zyklonen die Eiskonzentration verringert wird. Mit der vorliegenden Arbeit werden erstmals Aussagen über das arktisweite Ausmaß der Verringerung der Eiskonzentration getroffen. Das Ergebnis dieser Arbeit umfasst Aussagen über die Häufigkeit, Stärke und Dauer der durch die Zyklonen verursachten Eiskonzentrations-Reduktion. Zusammen mit der Tatsache, dass im Winter eine Verringerung der Eiskonzentration zu einem erhöhten Wärmetransport vom Ozean in die Atmosphäre sowie zur Bildung von Neueis führt und dass eine verringerte Eiskonzentration im Sommer zu einer Verringerung der Oberflächenalbedo und damit verstärkten Wärmeaufnahme des Ozeans führt, lassen diese Erkenntnisse den Schluss zu, dass Zyklonen im Klimasystem der Arktis eine bedeutende Rolle spielen.

Für diese Arbeit wurden Simulationen mit dem Meereis-Ozean-Modell NAOSIM in einer horizontal hochaufgelösten Version ($\approx 9\text{km}$) durchgeführt. Das Modell besteht aus einem dynamisch-thermodynamischen Meereismodell nach Hibler (1979), das in einigen Aspekten weiterentwickelt wurde (Harder, 1996) und das an ein Ozeanmodell gekoppelt ist. Im Rahmen dieser Arbeit wurde das Modell so modifiziert, dass ihm ein zeitlich hochaufgelöster atmosphärischer Antrieb vorgegeben werden kann (6 Stunden zeitliche Auflösung).

Zunächst wurde anhand von Sensitivitätsexperimenten untersucht, welchen Einfluss eine einzelne Zyklone auf das Meereis hat (Kapitel 3). Für den atmosphärischen Antrieb wurden ECMWF-Analysen und -Vorhersagen sowie Winddaten, die eine durch die Arktis ziehende Zyklone vorgeben, verwendet. Dabei wurden verschiedene Parameter der Zyklone, des Meereises und der Ozeanströmung variiert. Im Detail wurden Zyklonenzuggeschwindigkeit, Druckdifferenz zwischen Umgebung und Kern, Ablenkwinkel zwischen geostrophischem Wind und 10 m-Wind, verschiedene Eiskonzentrationen und Eisdicken und die Wirkung der Ozeanströmung untersucht. Die Experimente zeigen, dass die Eiskonzentration unter dem Ein-

fluss von Zyklonen im Allgemeinen reduziert wird. Ein Teil des Eisvolumens wird von der Mitte der Zyklonenzugbahn in Richtung der seitlichen Ränder transportiert. In Zugrichtung gesehen werden die Eisdrift, die Eiskonzentration und die Eisdicke links- und rechtsseitig der Zugbahnmitte unterschiedlich beeinflusst, obwohl die vorgegebene idealisierte Zyklone symmetrisch ist. Für die Änderung der Eiskonzentration spielt bei hohen Eiskonzentrationen die Rinnenbildung aufgrund von Scherdeformationen eine entscheidende Rolle. Weiterhin ergeben die Untersuchungen, dass die Reduktion der Eiskonzentration umso ausgeprägter ist, (1) je geringer die Zyklonenzugeschwindigkeit ist, (2) je größer die Druckdifferenz zwischen Kern und Umgebung ist, (3) je kleiner der Ablenkwinkel zwischen 10 m-Wind und geostrophischem Wind ist und (4) je höher die anfängliche Eiskonzentration ist. Eine Korrelation mit der anfänglichen Eisdicke besteht nicht. Ein An- bzw. Ausschalten der Ozeanströmung zeigt, dass sich das Vorhandensein der Ozeanströmung kaum auf die Änderung der Eiskonzentration unter dem Einfluss einer Zyklone auswirkt. Wie sind die Ergebnisse der Sensitivitätsstudien einzuordnen? Die hier gefundenen Ergebnisse bezüglich der Zyklonenzugeschwindigkeit sind in guter Übereinstimmung mit bisherigen Arbeiten (Haapala et al., 2005). In Haapala et al. (2005) wurden ebenfalls Experimente mit einer künstlichen Zyklone durchgeführt. Im Gegensatz zu den hier gezeigten Simulationen ist der Rückgang der Eiskonzentration bei Haapala et al. (2005) deutlich geringer. Anhand der Experimente wurde in dieser Arbeit gezeigt, welche Parameter großen Einfluss (Zyklonenzugeschwindigkeit, Druckdifferenz, Ablenkwinkel, Eiskonzentration) und welche geringen Einfluss haben (Ozeanströmung, Eisdicke). Es wurde in dieser Arbeit gezeigt, dass bei hohen Eiskonzentrationen die Rinnenbildung aufgrund von Scherdeformationen ein wesentlicher Prozess zur Verringerung der Eiskonzentration ist. In dem hier verwendeten NAOSIM-Modell wird für die Eiskonzentrationsänderung als Folge der Scherdeformationen ein empirischer Ansatz von Hibler (1979) verwendet. Das Modell nach Hibler (1979) hat sich vielfach für großräumige Untersuchungen bewährt. In den detaillierten Experimenten dieser Arbeit stößt der Ansatz an seine Grenzen, denn die Änderung der Eiskonzentration ist in hohem Maße von der Art der Parametrisierung abhängig. Andere Arbeiten untersuchen weitere Ansätze, um Trägheitsschwingungen besser zu berücksichtigen (Heil und Hibler, 2002), um die Deformation des Meereises zu simulieren (Haapala et al., 2005) und um das Ridging und Rafting zu berechnen (Martin, 2007).

Wie gut ist die Übereinstimmung zwischen Modell und Beobachtung? Nachdem in Kapitel 3 mehr oder minder künstliche Bedingungen untersucht wurden, wird in Kapitel 4 das Modell anhand von Beobachtungsdaten validiert. Dazu wurde der Zeitraum 01/2006–02/2009 mit dem NAOSIM-Modell simuliert. Als Antrieb dienten Analysen und Vorhersagen des ECMWF. Der 6-stündliche Antrieb mit Daten des ECMWF sorgte dafür, dass die Simulation realitätsnah war. Die Simulation wurde mit zeitlich und räumlich hochaufgelösten Beobachtungsdaten verglichen, um die Güte des Modells zu bewerten. Zum Vergleich mit der simulierten Eisdrift wurden Eisbojendaten des Meteorologischen Instituts der Universität Hamburg herangezogen. Diese wurden im Rahmen des EU-Projektes DAMOCLES in zwei Messkampagnen in den Jahren 2007 und 2008 in der Arktis ausgesetzt, indem sie

entweder von einem Flugzeug aus an einem Fallschirm auf das Meereis geworfen (2007) oder manuell fest auf dem Eis installiert wurden (Messkampagne 2008). Von den Bojen der Messkampagne 2007 liegen stündlich Position, Druck und Temperatur vor. Die Bojen drifteten relativ geschlossen aus der Nähe des Nordpols Richtung Framstraße. Während der Messkampagne 2008 wurden dreistündlich Position, Druck, Temperatur, Wind und weitere meteorologische Größen gemessen. Bei diesen Bojen teilte sich das anfängliche Bojenfeld schnell auf. Der Vergleich von simulierter und gemessener Eisdrift ergibt, dass das Modell die Eisdrift im Allgemeinen leicht überschätzt, während sie bei Extremereignissen wie Stürmen unterschätzt wird. Zwischen simulierter und gemessener Eisdrift besteht eine systematische Richtungsabweichung. Schon Schröder (2005) stellte ähnliche Ergebnisse bezüglich der Richtungsabweichung und der Nichterfassung der Extremwerte fest. Weiterhin wurde gezeigt, dass nördlich des kanadischen Archipels die simulierte Eisdrift häufig zu hoch, wohingegen die simulierte Eisdrift in der Framstraße oft zu niedrig ist. Für den Vergleich der Eiskonzentration wurden AMSR-E-Satellitenbeobachtungen verwendet. Das Modell simuliert realistische Konzentrationen im Winter, aber zu niedrige im Sommer. Die simulierte eisbedeckte Fläche ist im Winter realistisch und im Sommer zu groß.

Der Schritt von der Untersuchung einer einzelnen Zyklone zur statischen Untersuchungen einer Vielzahl von Zyklonen wurde in Kapitel 5 gemacht. Grundlage der Analyse der mittleren Wirkung realer Zyklonen auf das simulierte Meereis war ein vorliegender Datensatz mit 6-stündlichen Zyklonenpositionen für den Zeitraum 2006 bis 2008, der anhand der Methode von Murray und Simmonds (1991) aus dem ECMWF-Bodendruckfeld erstellt wurde (Haller, 2011). Anhand der Simulation für den Zeitraum 01/2006–02/2009 wurde untersucht, wie sich die Eisdrift, die Eiskonzentration und der Windfaktor an den Zyklonenpositionen ändern. Bei der überwiegenden Zahl (83 %) der 3496 Zyklonenpositionen, die zu insgesamt 692 Zyklonen gehören, verringert sich die Eiskonzentration innerhalb von 24 Stunden nach dem Zeitpunkt der Detektion. Bei geringer Eisdicke und Eiskonzentration kann es aber auch zu einer Zunahme der Eiskonzentration kommen. Eine Einteilung der Zyklonen nach ihrer *Intensität* ergab mit zunehmender Intensität höhere Windgeschwindigkeiten, schnellere Eisdrift, eine Zunahme des Windfaktors und eine verstärkte Reduktion der Eiskonzentration. Der Ablenkwinkel zwischen 10 m-Wind und Eisdrift hingegen hing nicht von der Intensität ab. Die *saisonalen Unterschiede* in der mittleren Windgeschwindigkeit und in der mittleren Eisdriftgeschwindigkeit waren gering; das Minimum lag im Sommer, das Maximum im Herbst/Winter. Im Sommer betrug der Ablenkwinkel zwischen 10 m-Wind und Eisdrift zwischen 30° und 42°, im Winter zwischen 0° und 34°. Die Ergebnisse stehen damit in guter Übereinstimmung mit Thorndike und Colony (1982). Der Windfaktor hat sein Minimum im Frühjahr und sein Maximum im Herbst. Verringerungen der Eiskonzentrationen infolge von Zyklonen traten in allen Jahreszeiten auf, waren aber unterschiedlich stark ausgeprägt und hielten auch unterschiedlich lange an. Am stärksten war die Reduktion im Sommer, hier war der Einfluss der Zyklone noch nach vielen Tagen vorhanden. Im Winter hingegen kehrte die Eiskonzentration als Folge des Zufrierens nach wenigen Tagen zu ihrem ur-

sprünglichen Wert zurück. Bei *regionaler Unterteilung* der inneren Arktis in vier Regionen zeigte sich, dass der Ablenkwinkel im kanadischen Sektor am größten ist. Der Windfaktor lag im kanadischen Sektor nur bei 1,84 %, während er im sibirischen Sektor 2,21 % erreichte. Dies ist eine Folge der unterschiedlichen Eisdicken in den Sektoren. Die Zunahme des Windfaktors infolge der Zyklone dauerte einige Tage an. Unabhängig davon, ob die Zyklonen nach vorherrschenden Eisbedingungen, Intensität, Jahreszeit oder Region klassifiziert wurden, war immer festzustellen, dass der Ablenkwinkel zwischen 10 m-Wind und Eisdrift zum Kern der Zyklonen hin auf Werte nach Null zurückgeht. Eines der wichtigsten Ergebnisse dieser Arbeit ist, dass sommerliche Zyklonen die Eiskonzentration großflächig verringern bis zum Einsetzen der nächsten Gefrierperiode. Damit verringern sie die Albedo und erhöhen die vom Ozean aufgenommene Wärmemenge. Auf diese Weise beeinflussen Zyklonen das Arktische Klimasystem und damit auch das globale Klimasystem. Im Rahmen einer Klimaerwärmung könnte sich die Rolle von Zyklonen ändern, insofern wären Simulationen mit geänderten klimatologischen Bedingungen untersuchenswert. Weiterhin ist es lohnenswert, den Einfluss von Zyklonen auf die Eisproduktion zu untersuchen. Hier zeigt sich eine hohe jahreszeitliche Variabilität (s. Abbildung 6.1).

Weiterhin wäre zu untersuchen, unter welchen Voraussetzungen der Ozean numerisch so stabil gehalten werden kann, dass auf eine Dämpfung verzichtet werden kann. Gerade bei synoptisch-skaligen Prozessen mit einer Dauer von wenigen Tagen ist es von besonderer Bedeutung, dass der Ozean in kurzer Zeit realistisch reagieren kann.

Die in den letzten Jahren in den Blickpunkt des öffentlichen Interesses geratene Region der Arktis spielt im Klimasystem eine wichtige Rolle. Um mit voll gekoppelten Atmosphäre-Eis-Ozean-Klimamodellen die Zukunft des Klimas der Erde vorhersagen zu können, ist eine richtige Berücksichtigung der Wirkung von Zyklonen auf das Meereis wichtig.

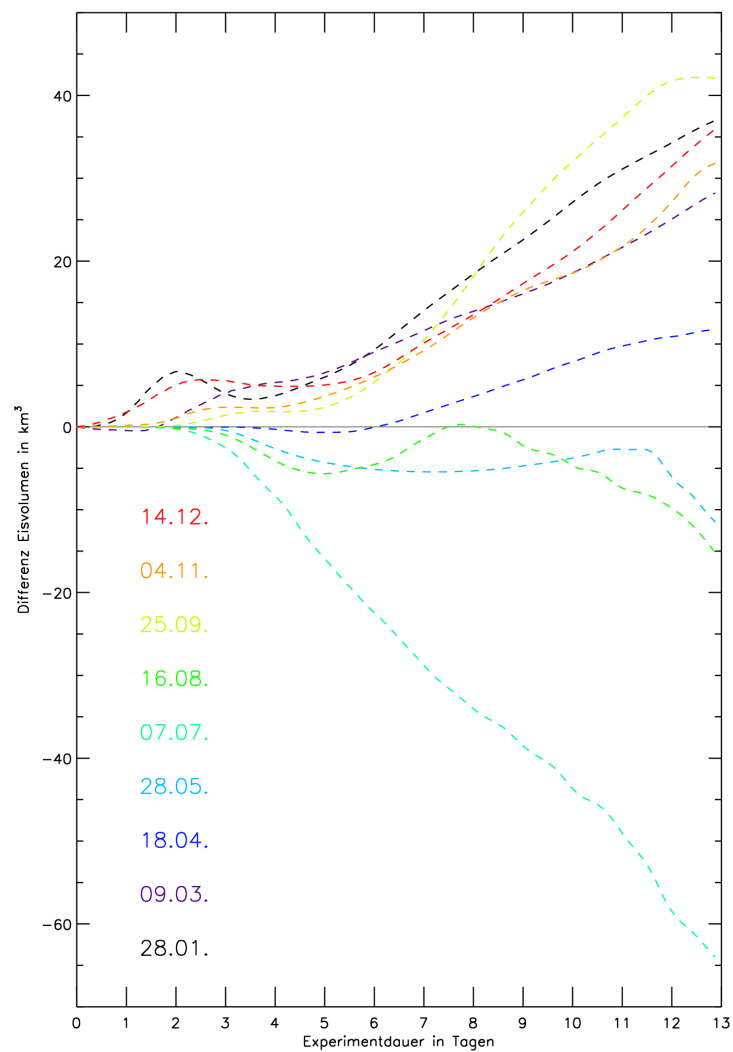


Abbildung 6.1: Änderung des Eisvolumens in der Arktis infolge einer (ideali-
sierten) Zyklone zu verschiedenen Zeitpunkten des Jahres 2006 (Experimente 1,
24–31).

Anhang A

Änderungen am Modell

In diesem Anhang wird aufgeführt, welche Änderungen am NAOSIM-Modell im Rahmen dieser Arbeit durchgeführt wurden.

A.1 Anpassung des Modells

Im Rahmen dieser Arbeit wurde das NAOSIM so angepasst, dass die atmosphärischen Antriebsdaten alle 6 Stunden eingelesen werden. In der ursprünglichen Version verwendete das Modell tägliche Antriebsdaten.

A.2 Modell-Korrektur

Für die in dieser Arbeit durchgeführten Simulationen wurde das Modell NAOSIM von mir so eingestellt, dass die eis-relevanten Modellergebnisse zeitlich hochaufgelöst ausgegeben werden. Die Eiskonzentration, die Eisdicke, die Eisdrift sowie der atmosphärische und der ozeanische Antrieb liegen alle drei Stunden vor. Die Ozeanströmung, welche als unterer Antrieb des Eises wirkt, zeigte in der ursprünglichen Modellversion ein auffälliges Verhalten. Nähere Untersuchungen ergaben, dass die Ozeanströmung bei jedem Restart¹ des Modells zunächst Werte nahe null und dann im Laufe der Simulation innerhalb einiger Tage realistische Werte annahm. Als Ursache dieses Fehlers wurde herausgefunden, dass die Ozeanströmung, die als Antrieb des Eises dient, aus Gründen der numerischen Stabilität bei jedem internen Zeitschritt (= 5 Minuten) immer als Mittel der echten Ozeanströmung des

¹Unter einem Restart versteht man das Wiederaufsetzen des Modell auf einen vorher berechneten und gespeicherten Zustand. Restarts sind notwendig, weil die Rechenzeit der Hochleistungsrechner üblicherweise zwischen verschiedenen Nutzern aufgeteilt wird und der einzelne Nutzer nur eine bestimmte Zeitdauer für seine Berechnungen zur Verfügung gestellt bekommt, welche nicht ausreicht, um die Simulation des gewünschten Zeitraums komplett durchzuführen.

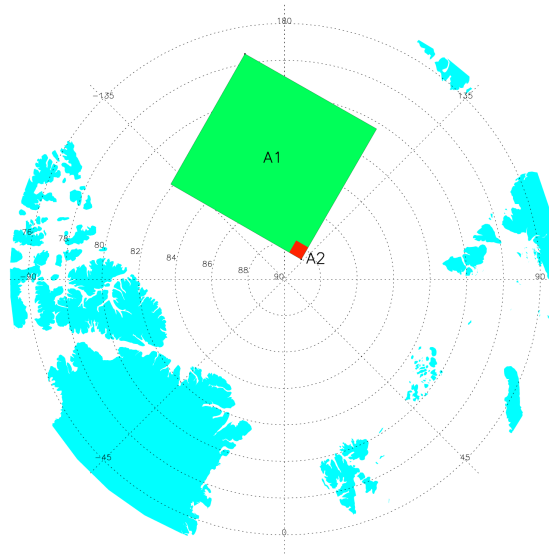


Abbildung A.1: Flächen A1 (grün) und A2 (rot) zur Ermittlung der Differenzen zwischen fehlerhaftem und korrigiertem Modell.

Ozeanmodells über die letzten vier Tage berechnet wird. Solange die Simulation weniger als vier Tage alt ist, wird der Teil des gemittelten Feldes, der vor dem Restart liegt, mit null berücksichtigt. Erst ab einer Simulationsdauer von vier Tagen ist dieser Fehler im ozeanischen Antrieb verschwunden. Zur Behebung dieses Fehlers wurde das Restartfile so erweitert, dass es auch den über die letzten Tage gemittelten ozeanischen Antrieb enthält.

Für eine Abschätzung der Auswirkungen dieses Fehlers dient die Simulation des Zeitraums vom 7.12. 2005 bis 31.12. 2006, jeweils einmal mit der ursprünglichen und einmal mit der korrigierten Version des Modells simuliert. Aus beiden Simulationen wurden für jeden Zeitschritt die Differenzen der folgenden Größen ermittelt: Komponenten und Betrag der Ozeanströmung, Betrag der Eisdrift, Eiskonzentration und Eisdicke.

Dabei wurden Zeitreihen der Flächenmittel gebildet. Als untersuchte Flächen dienten zwei unterschiedlich große Gebiete in der zentralen Arktis (Abbildung A.1). Diese Gebiete wurden so gewählt, dass sie nicht von der Lage des Eisrandes beeinflusst werden. A1 umfasst 100×100 Gitterpunkte, A2 ist eine Teilmenge von A1 und umfasst 10×10 Gitterpunkte. Die Abbildungen A.2 bis A.5 zeigen für jeden Zeitpunkt des Jahres 2006 die Differenz der Flächenmittel. Da eine Simulation maximal 40 simulierte Tage umfasst, weichen die Flächenmittel mindestens

alle 40 Tage voneinander ab.

Ozeanströmung

Es ist zu erkennen, dass bei der Ozeanströmung jeweils zu den Zeitpunkten, an denen das Modell einen Restart macht, die Abweichung maximal ist und dann gegen null läuft (Abbildung A.2). Die maximale komponentenweise Abweichung beträgt für A1 0,018 m/s und für A2 0,036 m/s. Das Vorzeichen der Abweichung ist für die u -Komponente negativ und für die v -Komponente überwiegend positiv. Bezogen auf den Betrag der Geschwindigkeit ergeben sich Abweichungen bis zu 0,037 m/s..

Eisdrift

Die Eisdrift hat eine maximale Abweichung von 0,024 m/s (Abbildung A.3). Insgesamt halten sich die Abweichungen in positiver und negativer Richtung in etwa die Waage.

Eiskonzentration

Die Abweichung in der Eiskonzentration liegt im fehlerhaften Modell um bis zu 1,9 Prozentpunkte über der des korrigierten Modells (A.4). Die Schwankungen sind auf der kleinen Fläche A2 deutlich ausgeprägter als im großen Gebiet A1. Im Juli bis Oktober ist die Eiskonzentration auch auf die große Fläche A1 gemittelt leicht erhöht, zum Jahresende hin verschwinden die Differenzen aber wieder.

Eisdicke

Die fehlerhaften Eisdicken nehmen über das ganze Jahr gesehen auch großflächig, also in A1, gegenüber der korrigierten Eisdicke zu (Abbildung A.5). Dies bedeutet, dass die korrigierte Modellversion etwa 2 cm Eisdickenverlust pro Jahr gegenüber der vorherigen Version aufweist.

Zusammenfassung

Die korrigierte Version des Modells erzeugt im Sommer relativ zur unkorrigierten Version mehr offene Wasserstellen und lässt, zumindest im geprüften Zeitraum, die Eisdicke abnehmen. Die Korrektur des Fehlers könnte zumindest für längere

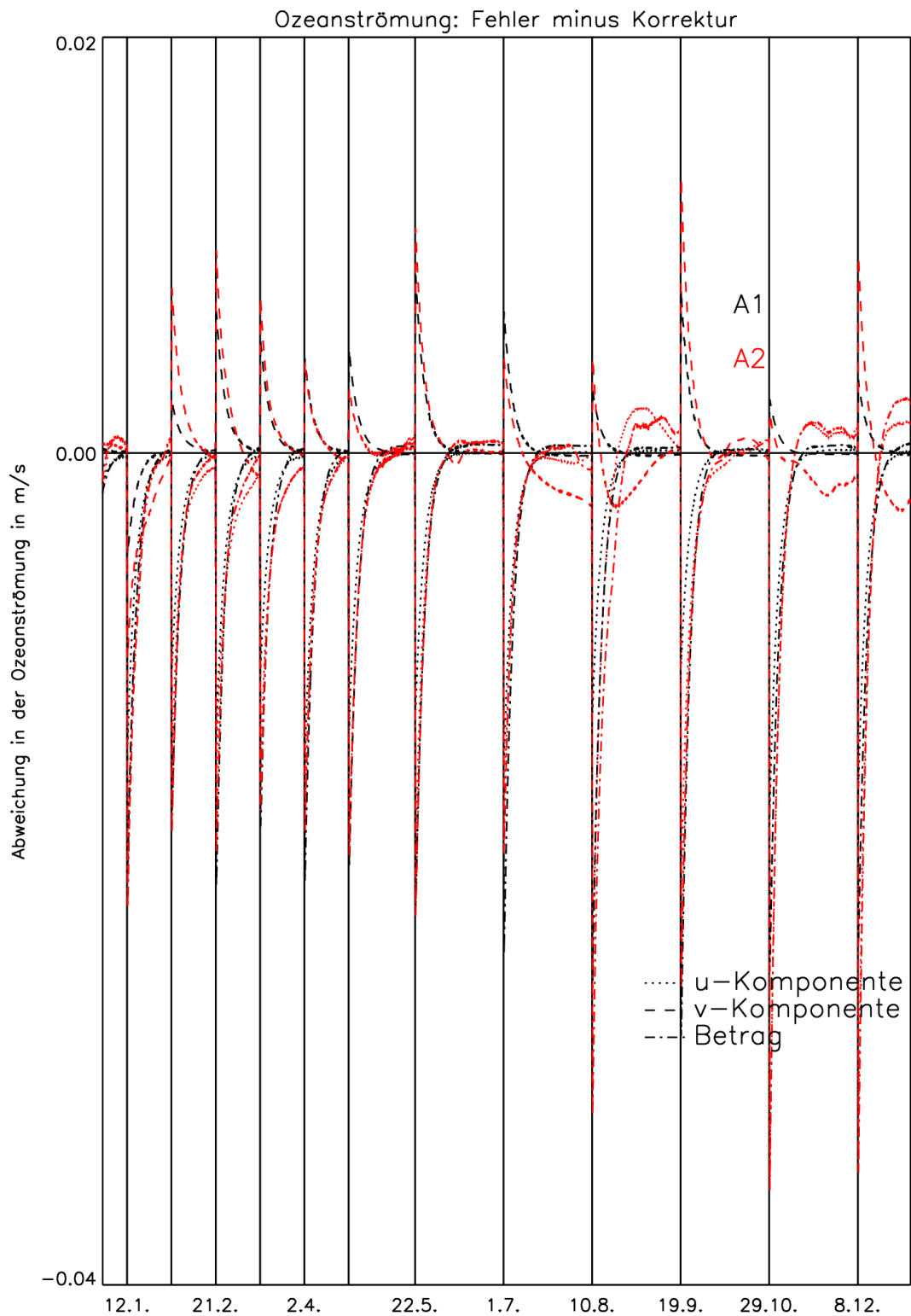


Abbildung A.2: Zeitreihe der Differenz der Flächenmittel für A1 (schwarz) und A2 (rot) für das Jahr 2006. Dargestellt sind u -Komponente, v -Komponente und Betrag der Ozeanströmung. Die senkrechten Markierungen zeigen die Restart-Zeitpunkte.

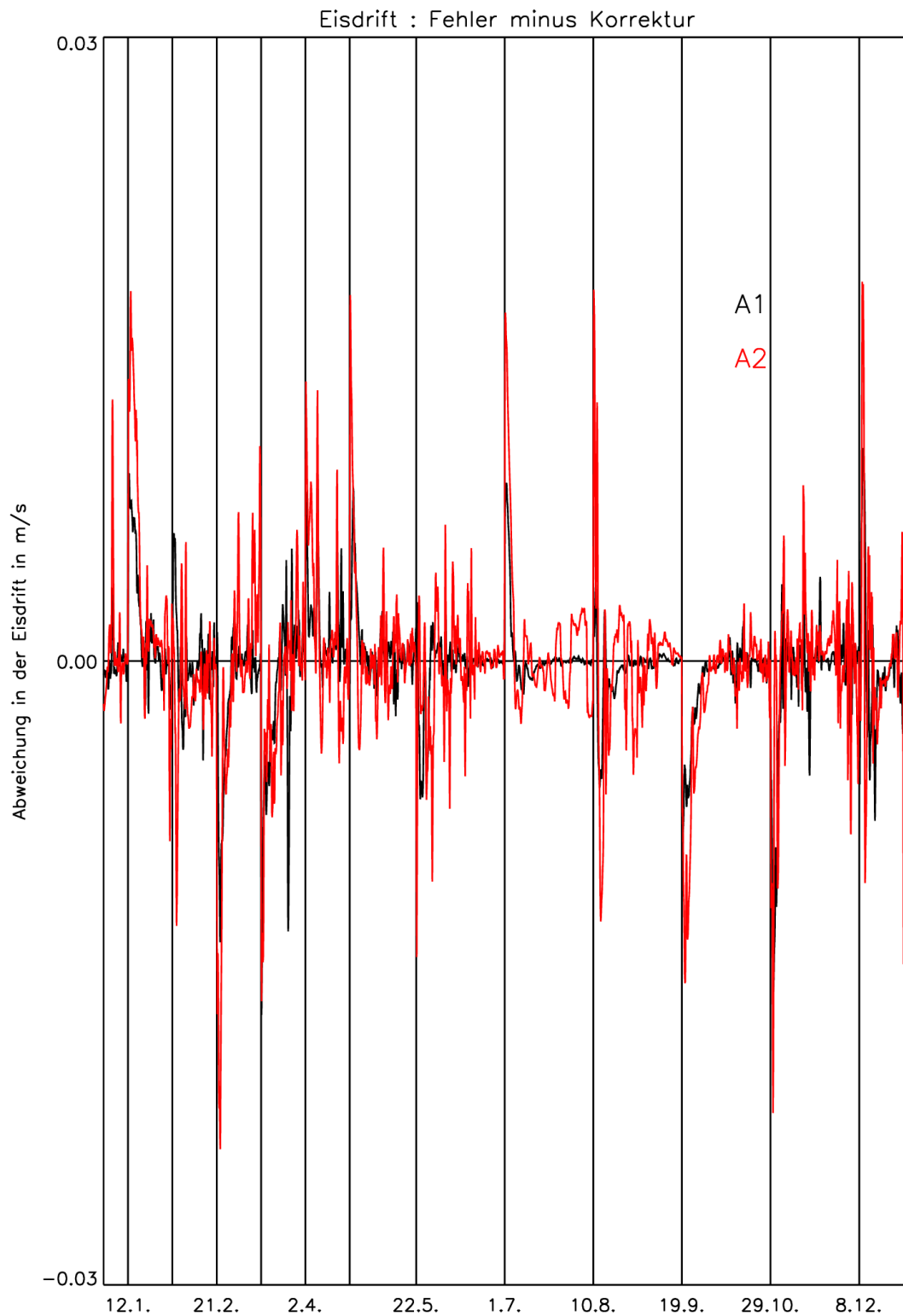


Abbildung A.3: Zeitreihe der Differenz der Flächenmittel für A1 (schwarz) und A2 (rot) für das Jahr 2006. Dargestellt ist der Betrag der Eisdrift. Die senkrechten Markierungen zeigen die Restart-Zeitpunkte.

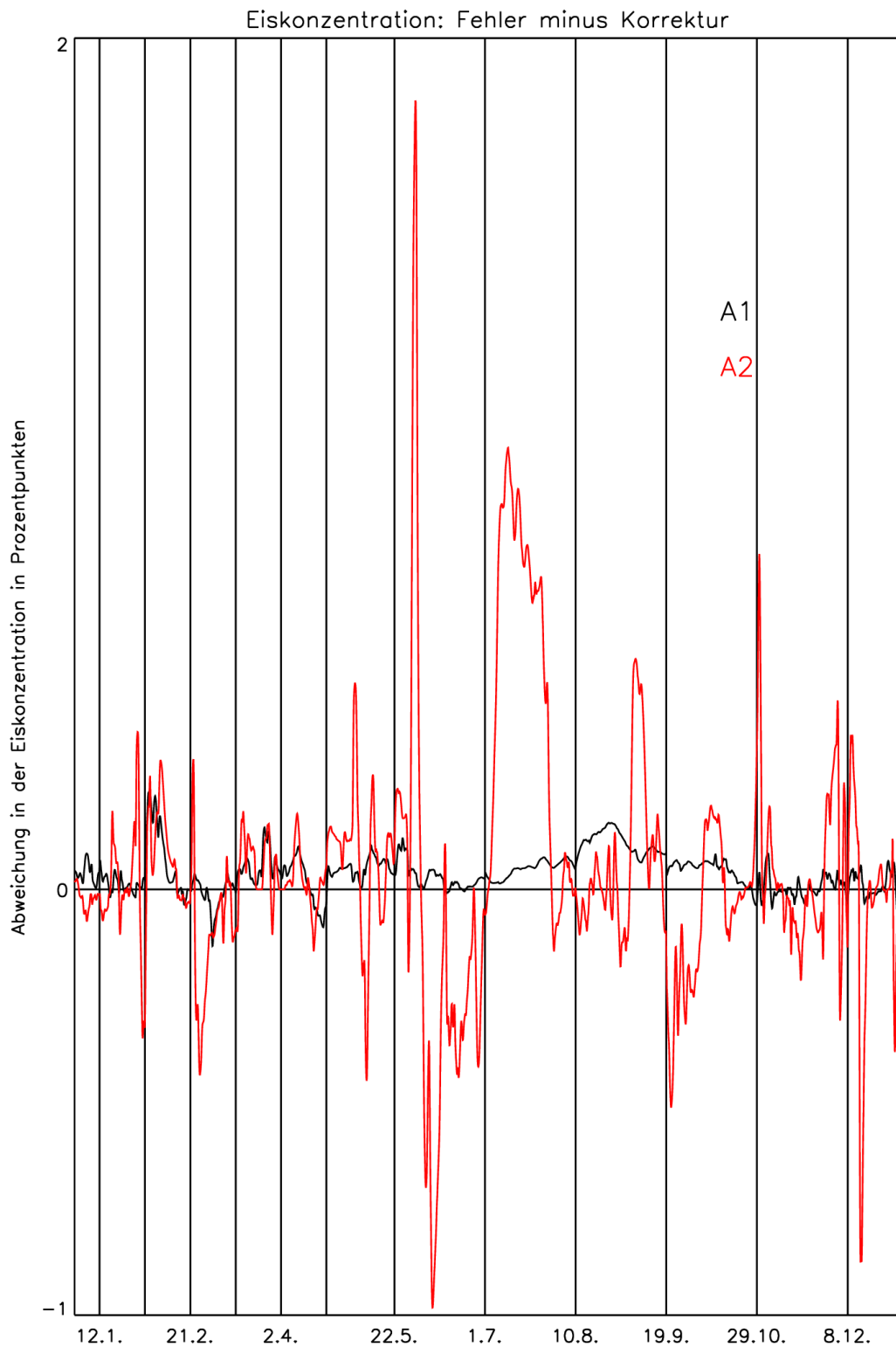


Abbildung A.4: Zeitreihe der Differenz der Flächenmittel für A1 (schwarz) und A2 (rot) für das Jahr 2006. Dargestellt ist die Eiskonzentration. Die senkrechten Markierungen zeigen die Restart-Zeitpunkte.

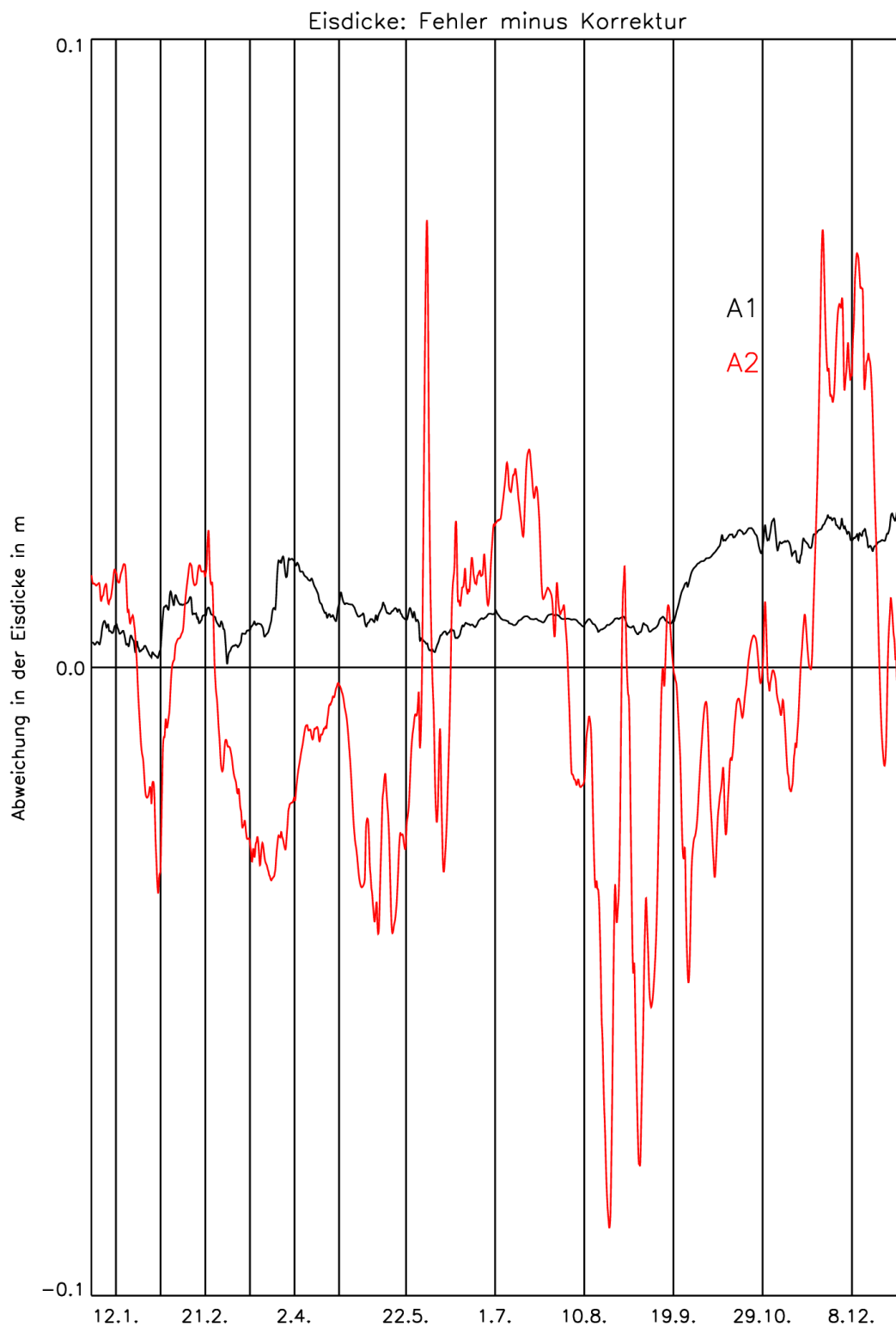


Abbildung A.5: Zeitreihe der Differenz der Flächenmittel für A1 (schwarz) und A2 (rot) für das Jahr 2006. Dargestellt ist die Eiskonzentration. Die senkrechten Markierungen zeigen die Restart-Zeitpunkte.

Simulationen (z. B. Klimasimulationen) eine Nachjustierung anderer Parameter notwendig machen.

Literaturverzeichnis

Affeld 2003

AFFELD, Björn: *Zyklonen in der Arktis und ihre Bedeutung für den Eistransport durch die Framstraße*, Meteorologisches Institut, Universität Hamburg, Diss., 2003

Alexandrov et al. 2000

ALEXANDROV, V. ; MARTIN, T. ; KOLATSCHEK, J. ; EICKEN, H. ; KREYSCHER, M. ; MAKSHAS, A.: Sea ice circulation in the Laptev Sea and ice export to the Arctic Ocean: Results from satellite remote sensing and numerical modeling. In: *J. Geophys. Res.* 105 (2000), Nr. C7, S. 17143–17159

Barry und Maslanik 1989

BARRY, R. G. ; MASLANIK, J.: Arctic Sea Ice Characteristics and Associated Atmosphere – Ice Interactions in Summer Inferred from SMMR Data and Drifting buoys: 1979-1984. In: *GeoJournal* 18 (1989), S. 35–44

van Bebbber 1891

BEBBER, W. J.: Die Zugbahnen der barometrischen Minima nach den Bahnenkarten der Deutschen Seewarte für den Zeitraum 1875-1890. In: *Meteorol Z.* 8 (1891), S. 361–366

Blender et al. 1997

BLENDER, R. ; FRAEDRICH, K. ; LUNKEIT, F.: Identification of cyclone-track regimes in the North Atlantic. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 123 (1997), S. 727–741

Brümmer und Hoerber 1999

BRÜMMER, B. ; HOEBER, H.: A mesoscale cyclone over the Fram Strait and its effects on sea ice. In: *J. Geophys. Res.* 104 (1999), Nr. D16, S. 19085–19098

Brümmer et al. 2003

BRÜMMER, B. ; MÜLLER, G. ; HOEBER, H.: A Fram Strait cyclone: Properties and impact on ice drift as measured by aircraft and buoys. In: *J. Geophys. Res.* 108 (2003), Nr. D7, S. 4217. – doi:10.1029/2002JD002638

Brümmer et al. 2008

BRÜMMER, B. ; SCHRÖDER, D. ; MÜLLER, G. ; SPREEN, G. ; JAHNKE-BORNEMANN, A. ; LAUNIAINEN, J.: Impact of a Fram Strait cyclone on

ice edge, drift, divergence, and concentration: Possibilities and limits of an observational analysis. In: *J. Geophys. Res.* 113 (2008). – C12003, doi:10.1029/2007JC004149

Brümmer et al. 2000

BRÜMMER, B ; THIEMANN, S ; KIRCHGÄSSNER, A: A cyclone statistics for the Arctic based on European Centre re-analysis data. In: *METEOROLOGY AND ATMOSPHERIC PHYSICS* 75 (2000), Nr. 3-4, S. 233–250

Cavalieri und Häkkinen 2001

CAVALIERI, D.J. ; HÄKKINEN, S.: Arctic climate and atmospheric planetary waves. In: *Geophys. Res. Lett.* 28(5) (2001). – 791-794

Fischer 1995

FISCHER, H.: *Berichte zur Polarforschung, ISSN 0176-5027 Alfred-Wegener-Institut (AWI)*. Bd. 166: *Vergleichende Untersuchungen eines optimierten dynamisch-thermodynamischen Meereismodells mit Beobachtungen im Weddellmeer*. 1995

Flato und Brown 1996

FLATO, G. ; BROWN, R.: Variability and climate sensitivity of landfast Arctic sea ice. In: *J. Geophys. Res.* 101 (1996), Nr. C11, S. 25,767 – 25,777

Haapala et al. 2005

HAAPALA, J. ; LÖNNROTH, N. ; STÖSSEL, A.: A numerical study of open water formation in sea ice. In: *J. Geophys. Res.* 110 (2005). – C09011, doi:10.1029/2003JC002200

Haller 2011

HALLER, M.: *Arktische Zyklonen und Meereisdrift während der DAMOCLES-Bojenexperimente 2007–2010*, Meteorologisches Institut, Universität Hamburg, Diss., 2011. – 212 pp.

Harder 1994

HARDER, M.: *Erweiterung eines dynamisch-thermodynamischen Meereismodells zur Erfassung deformierten Eises*. 1994. – Berichte aus dem Fachbereich Physik, Report 50, Alfred-Wegener-Institut (AWI), D-27515 Bremerhaven

Harder 1996

HARDER, M.: *Dynamik, Rauigkeit und Alter des Meereises in der Arktis – numerische Untersuchungen mit einem großskaligen Modell = Dynamics, roughness, and age of Arctic sea ice - numerical investigations with a large-scale model*, Berichte zur Polarforschung = Reports on polar research, 203, Bremen, Univ., Diss., 1996. – 129 pp.

Harder und Fischer 1999

HARDER, M. ; FISCHER, H.: Sea ice dynamics in the Weddell Sea simulated with an optimized model. In: *J. Geophys. Res.* 104 (1999), Nr. C5, S. 11151–11162

Heil und Hibler 2002

HEIL, P. ; HIBLER, W. D., III.: Modeling the High-Frequency Component of Arctic Sea Ice Drift and Deformation. In: *J. Phys. Oceanogr.* 32 (2002). – 3039-3057

Hibler 1979

HIBLER, W. D., III.: A dynamic thermodynamic sea ice model. In: *J. Phys. Oceanogr.* 9 (1979), Nr. 4, S. 815–846

Hibler 1984

HIBLER, W. D., III.: The role of sea ice dynamics in modeling CO₂ increases. In: *Climate Processes and Climate Sensitivity. Geophysical Monograph* 29 (1984), S. 238–253

Hibler und Bryan 1987

HIBLER, W. D., III. ; BRYAN, K.: A diagnostic ice-ocean model. In: *J. Phys. Oceanogr.* 17(7) (1987), S. 987–1015

Hibler et al. 2006

HIBLER, W. D., III. ; ROBERTS, A. ; HEIL, P. ; PROSHUTINSKY, A.Y. ; SIMMONS, H.L. ; LOVICK, J.: Modeling M2 tidal variability in Arctic sea-ice drift and deformation. In: *Ann. Glaciol.* 44 (2006), S. 418–428

Holt und Martin 2001

HOLT, B. ; MARTIN, S.: The effect of a storm on the 1992 summer sea ice cover of the Beaufort, Chukchi, and East Siberian Seas. In: *J. Geophys. Res.* 106 (2001), Nr. C1, S. 1017–1032

Jahnke-Bornemann 2010

JAHNKE-BORNEMANN, A.: *Zyklonen im Europäischen Nordmeer und Zusammenhänge mit der nordatlantischen Tiefdruckrinne*, Meteorologisches Institut, Universität Hamburg, Diss., 2010

Jahnke-Bornemann und Brümmer 2009

JAHNKE-BORNEMANN, A. ; BRÜMMER, B.: The Iceland-Lofotes pressure difference: different states of the North Atlantic low-pressure zone. In: *Tellus A* 61 (2009), S. 466–475. – 10.1111/j.1600-0870.2009.00401.x

Jakobsson 2002

JAKOBSSON, M.: Hypsometry and volume of the Arctic Ocean and its constituent seas. In: *Geochem. Geophys. Geosyst.* 3(5) (2002). – 10.1029/2001GC000302

Karcher et al. 2003

KARCHER, M.J. ; GERDES, R. ; KAUKER, F. ; KÖBERLE, C.: Arctic warming: Evolution and spreading of the 1990s warm event in the Nordic seas and the Arctic Ocean. In: *J. Geophys. Res.* 108 (2003), Nr. C2. – 3034, doi:10.1029/2001JC001265

Kauker et al. 2003

KAUKER, F. ; GERDES, R. ; KARCHER, M. ; KÖBERLE, C. ; LIESER, J. L.: Variability of Arctic and North Atlantic sea ice: A combined analysis of model results and observations from 1978 to 2001. In: *J. Geophys. Res.* 108 (2003), Nr. C6. – 3182, doi:10.1029/2002JC001573

Kawaguchi und Mitsudera 2008

KAWAGUCHI, Y. ; MITSUDERA, H.: A numerical study of ice-drift divergence by cyclonic wind with a Lagrangian ice model. In: *Tellus A* 60 (2008), S. 789–802. – doi: 10.1111/j.1600-0870.2008.00321.x

Kreyscher et al. 2000

KREYSCHER, M. ; HARDER, M. ; LEMKE, P. ; FLATO, G.: Results of the Sea Ice Model Intercomparison Project: Evaluation of sea ice rheology schemes for use in climate simulations. In: *J. Geophys. Res.* 105 (2000), Nr. C5, S. 11299–11320

Kwok 2002

KWOK, R.: Sea ice concentration estimates from satellite passive microwave radiometry and openings from SAR ice motion. In: *Geophys. Res. Lett.* 29 (2002). – doi:10.1029/2002GL014787

König-Langlo und Augstein 1994

KÖNIG-LANGLO, G. ; AUGSTEIN, E.: Parameterization of the downward long-wave radiation at the Earth's surface in polar regions. In: *Meteorologische Zeitschrift* N.F.3 (1994), Nr. H.6, S. 343–347

Lammert et al. 2009

LAMMERT, A. ; BRÜMMER, B. ; KALESCHKE, L.: Observation of cyclone-induced inertial sea-ice oscillation in Fram Strait. In: *Geophys. Res. Lett.* 36 (2009). – L10503, doi:10.1029/2009GL037197

Launiainen und Cheng 1998

LAUNIAINEN, J. ; CHENG, B.: Modelling of ice thermodynamics in natural water bodies. In: *Cold Regions Science and Technology* 27 (1998), S. 153–178

Lemke et al. 1997

LEMKE, P. ; HIBLER, W. D., III. ; FLATO, G. ; HARDER, M. ; KREYSCHER, M.: On the improvement of sea-ice models for climate simulations: the Sea Ice Model Intercomparison Project. In: *Ann. Glaciol.* 25 (1997), S. 183–187

Leppäranta 2005

LEPPÄRANTA, M. ; BLONDEL, P. (Hrsg.): *The Drift of Sea Ice*. Berlin, Germany : Springer Verlag, 2005. – 266 pp.

Levitus und Boyer 1994

LEVITUS, A. ; BOYER, T.: *World Ocean Atlas 1994*. U.S. Dep. of Comm., Washington D. C. : vol. 4, Temperature, NOAA Atlas NESDIS 4, 1994

Levitus et al. 1994

LEVITUS, A. ; BURGETT, R. ; BOYER, T.: *World Ocean Atlas 1994*. U.S. Dep. of Comm., Washington D. C. : vol. 3, Salinity, NOAA Atlas NESDIS 3, 1994

Lieser 2004

LIESER, J. L.: *A numerical model for short-term sea ice forecasting in the Arctic = Ein numerisches Modell zur Meereisvorhersage in der Arktis*, Berichte zur Polarforschung = Reports on polar research, 485, Bremen, Univ., Diss., 2004. – 93 pp.

Martin 2007

MARTIN, T.: *Arctic sea ice dynamics : Drifts and ridging in numerical models and observations = Arktische Meereisdynamik : Drift und Press-eisrückenbildung in numerischen Modellen und Beobachtungsdaten*, Berichte zur Polarforschung = Reports on polar research, 563, Bremen, Univ., Diss., 2007. – 229 pp.

Martin und Augstein 2000

MARTIN, T. ; AUGSTEIN, E.: Large-scale drift of Arctic sea ice retrieved from passive microwave satellite data. In: *J. Geophys. Res.* 105 (2000), Nr. C4, S. 8775–8788

Martin und Martin 2006

MARTIN, T. ; MARTIN, T.: Anomalies of sea-ice transports in the Arctic. In: *Ann. Glaciol.* 44 (2006), S. 310–316

Maslanik und Barry 1989

MASLANIK, J. A. ; BARRY, R.G.: Short-term interactions between atmospheric synoptic conditions and sea-ice behaviour in the Arctic. In: *Ann. Glaciol.* 12 (1989), S. 113–117

Maslanik et al. 1995

MASLANIK, J. A. ; FOWLER, C. ; HEINRICHS, J. ; BARRY, R.G. ; EMERY, W. J.: Remotely-sensed and simulated variability of Arctic sea-ice concentrations in response to atmospheric synoptic systems. In: *Int. J. Remote Sensing* 16 (1995), Nr. 17, S. 3325–3342

McPhee 1975

MCPHEE, M.G.: Ice-Ocean Momentum Transfer for the AIDJEX Ice Model. In: *AIDJEX Bull.* 29 (1975), S. 93–111

Mesinger und Arakawa 1976

MESINGER, F. ; ARAKAWA, A.: *Numerical methods used in atmospheric models*. Global Atmospheric Research Program Publication Series, Vol. 1, No. 17, WMO, 1976

Morison et al. 1987

MORISON, J. ; MCPHEE, M. ; MAYKUT, G.: Boundary Layer, Upper Ocean,

and Ice Observations in the Greenland Sea Marginal Ice Zone. In: *J. Geophys. Res.* 92 (1987), Nr. C7, S. 6987–7011

Murray und Simmonds 1991

MURRAY, R. J. ; SIMMONDS, I.: A numerical scheme for tracking cyclone centers from digital data. Part I: Development and operation of the scheme. In: *Aust. Meteor. Mag.* 39 (1991), S. 155–166

Nansen 1902

NANSEN, F.: *The oceanography of the North Polar Basin, Norwegian North Polar Expedition, 1893-1896*. Scientific Research, 1902. – 427 S.

Omstedt et al. 1996

OMSTEDT, A. ; NYBERG, L. ; LEPPÄRANTA, M.: On the ice-ocean response to wind forcing. In: *Tellus A* 48 (1996), S. 593–606. – 10.1034/j.1600-0870.1996.t01-3-00008.x

Pacanowski 1995

PACANOWSKI, R. C.: *MOM 2 documentation, user's guide and reference manual*. GFDL Ocean Group Tech. Rep. 3, Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton Univ., NJ, 1995

Parkinson und Washington 1979

PARKINSON, C. ; WASHINGTON, W.: A Large-Scale Numerical Model of Sea Ice. In: *J. Geophys. Res.* 84 (1979), Nr. C1, S. 311–337

Perrie und Hu 1997

PERRIE, W. ; HU, Y.: Air-Ice-Ocean Momentum Exchange. Part II: Ice Drift. In: *Journal of Physical Oceanography* 27 (1997), Nr. 9, S. 1976–1996

Polyakov und Johnson 2000

POLYAKOV, I. V. ; JOHNSON, M. A.: Arctic decadal and interdecadal variability. In: *Geophys. Res. Lett.* 27(24) (2000), S. 4097–4100

Proshutinsky und Johnson 1997

PROSHUTINSKY, A. ; JOHNSON, M.: Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean. In: *J. Geophys. Res.* 102 (1997), Nr. C6, S. 12493–12514

Rampal et al. 2009

RAMPAL, P. ; WEISS, J. ; MARSAN, D.: Positive trend in the mean speed and deformation rate of Arctic sea ice, 1979–2007. In: *J. Geophys. Res.* 114 (2009). – C05013, doi:10.1029/2008JC005066

Rigor und Wallace 2004

RIGOR, I. G. ; WALLACE, J. M.: Variations in the age of Arctic sea-ice and summer sea-ice extent. In: *Geophys. Res. Lett.* 31 (2004). – L09401, doi:10.1029/2004GL019492

Rigor et al. 2002

RIGOR, I. G. ; WALLACE, J. M. ; COLONY, R. L.: Response of Sea Ice to the Arctic Oscillation. In: *J. Clim.* 15 (2002), S. 2648–2663

Schröder 2005

SCHRÖDER, D.: *Wirkung von Zyklonen auf das Meereis in der Framstraße: Modellrechnungen und Beobachtungen*, Meteorologisches Institut, Universität Hamburg, Diss., 2005

Semtner 1976

SEMTNER, A.J.: A Model for the Thermodynamic Growth of Sea Ice in Numerical Investigations of Climate. In: *J. Phys. Oceanogr.* 6 (1976), Nr. 3, S. 379–389

Sepp und Jaagus 2011

SEPP, M. ; JAAGUS, J.: Changes in the activity and tracks of Arctic cyclones. In: *Climatic Change* (2011), Nr. 105, S. 577–595

Serreze et al. 1989a

SERREZE, M. ; BARRY, R. ; MCLAREN, A.: Seasonal Variations in Sea Ice Motion and Effects on Sea Ice Concentration in the Canada Basin. In: *J. Geophys. Res.* 94 (1989). – C8, 10955-10970

Serreze et al. 1993

SERREZE, M. C. ; BOX, J. E. ; BARRY, R. G. ; WALSH, J. E.: Characteristics of Arctic Synoptic Activity, 1952-1989. In: *Meteorol. Atmos. Phys.* 51 (1993), S. 147–164

Serreze et al. 1989b

SERREZE, M. C. ; MCLAREN, A. S. ; BARRY, R. G.: Seasonal variations of sea ice motion in the transpolar drift stream. In: *Geophys. Res. Lett.* 16 (1989), Nr. 8, S. 811–814

Serreze und Barrett 2008

SERREZE, Mark C. ; BARRETT, Andrew P.: The Summer Cyclone Maximum over the Central Arctic Ocean. In: *Journal of Climate* 21 (2008), Nr. 5, S. 1048–1065

Serreze und Barry 2005

SERREZE, M.C. ; BARRY, R. G.: *The Arctic Climate System*. Cambridge University Press, 2005. – 385 pp.

Smith 1988

SMITH, D.: Coefficients for Sea Surface Wind Stress, Heat Flux, and Wind Profiles as a Function of Wind Speed and Temperature. In: *J. Geophys. Res.* 93 (1988). – C12, 15467-15472

Spreen et al. 2008

SPREEN, G. ; KALESCHKE, L. ; HEYGSTER, G.: Sea ice remote sensing using

AMSR-E 89-GHz channels. In: *J. Geophys. Res.* 113 (2008). – C02S03, doi:10.1029/2005JC003384

Steele et al. 1997

STEELE, M. ; ZHANG, J. ; ROTHROCK, D. ; STERN, H.: The force balance of sea ice in a numerical model of the Arctic Ocean. In: *J. Geophys. Res.* 102 (1997), Nr. C9, S. 21061–21079

Stern et al. 1995

STERN, H. ; ROTHROCK, D. ; KWOK, R.: Open water production in Arctic sea ice: Satellite measurements and model parameterizations. In: *J. Geophys. Res.* 100 (1995), Nr. C10, S. 20601–20612

Tang und Gui 1996

TANG, C. ; GUI, Q.: A dynamical model for wind-driven ice motion: Application to ice drift on the Labrador Shelf. In: *J. Geophys. Res.* 101 (1996), Nr. C12, S. 28343–28364

Thorndike und Colony 1982

THORNDIKE, A. ; COLONY, R.: Sea Ice Motion in Response to Geostrophic Winds. In: *J. Geophys. Res.* 87 (1982), Nr. C8, S. 5845–5852

Thorndike 1986

THORNDIKE, A. S.: Kinematics of sea ice. In: UNTERSTEINER, N. (Hrsg.): *The Geophysics of Sea Ice*. Plenum, New York, 1986 (NATO ASI Series), S. 489–549

Ulbrich et al. 2009

ULBRICH, U. ; LECKEBUSCH, G. ; PINTO, J.: Extra-tropical cyclones in the present and future climate: a review. In: *Theoretical and Applied Climatology* 96 (2009), S. 117–131

Zhang et al. 2004

ZHANG, X. ; WALSH, J. ; ZHANG, J. ; BHATT, U. ; IKEDA, M.: Climatology and Interannual Variability of Arctic Cyclone Activity: 1948-2002. In: *Journal of Climate* 17 (2004), Nr. 12, S. 2300–2317

Zwally und Walsh 1987

ZWALLY, H. J. ; WALSH, J. E.: Comparison of observed and modeled ice motion in the Arctic Ocean. In: *Ann. Glaciol.* 9 (1987), S. 136–144

Danksagung

Ich danke Herrn Prof. Dr. Burghard Brümmer für die Bereitstellung, Unterstützung und Begutachtung dieser Arbeit.

Mein Dank gilt Herrn Prof. Dr. Rüdiger Gerdes für die Bereitstellung des Modells und der Restartdaten und für die Hilfe bei Problemen mit dem NAOSIM, sowie für das Zweitgutachten.

Dr. Kerstin Fieg hat mich stets schnell und hilfreich beraten bei der Inbetriebnahme des NAOSIM.

Prof. Dr. Lars Kaleschke danke ich für die Bereitstellung der AMSR-E-Eiskonzentration.

Meinen Kolleginnen und Kollegen Dr. Andrea Lammert-Stockschläder, Dr. Annika Jahnke-Bornemann, Christian Wetzel, Dr. Gerd Müller, Ingo Lange und Michael Haller danke ich für anregende Diskussionen, hilfreiche Anmerkungen, aufmunternde Worte und kritische Fragen.

Fürs Korrekturlesen danke ich Loreena Melchert, Dr. Arnim Hellweg, Dr. Andrea Lammert-Stockschläder, Christian Wetzel und Ingo Lange.

Von Michael Haller habe ich den Zyklonendatensatz erhalten - dafür vielen Dank.

Loreena Melchert danke ich für die liebevolle Unterstützung und Motivation in den viereinhalb Jahren meiner Doktorarbeitszeit.

Diese Arbeit wurde im Rahmen des EU-Projekts DAMOCLES sowie von der School of Integrated Climate System Sciences (SICSS) im Rahmen des Exzellenzclusters „Integrated Climate System Analysis and Prediction“ (CliSAP) gefördert.